

**INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP**



N° d'ordre 122/IST/ 2003

Mémoire de fin d'études
Présenté en vue de l'obtention du grade
d'ingénieur géologue de conception



**ETUDE DES PHENOMENES DE RETRAIT ET GONFLEMENT DES
SOLS SUR UN ECHANTILLON NON REMANIE ET INFLUENCE SUR
LES TRANSFERTS HYDRIQUES.**

Présenté par

Roseline Anna Coumba MBAYE

Soutenu publiquement le 17 Mai 2003 devant le jury composé de:

MM.	DIA A.	Président	(IST)
	DIOME F.	Rapporteur	(IST)
	HAMMECKER C.	Rapporteur	(IRD)
	DIOP S.	Examineur	(IST)
	SENE M.	Examineur	(ISRA)
	DIONE M.	Examineur	(ANCAR)

Pour progresser, il ne suffit pas de vouloir agir, il faut d'abord savoir dans quel sens.

G . Le Bon

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	3
LISTE DE FIGURES	6
LISTE DES TABLEAUX	7
DEDICACES	8
REMERCIEMENTS	9
RESUME	11
INTRODUCTION	12
PREMIERE PARTIE : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE	14
Chapitre 1 : Caractéristiques du sol.....	15
1. Relations entre la masse et le volume des constituants.....	15
1.1. Masse volumique	15
1.2. La teneur en eau relative ou humidité	16
1.3. La teneur relative en air (θ_a)	16
1.4. La densité des particules solides (ρ_s)	16
1.5. La densité apparente à l'état sec (ρ_b)	16
1.6. La densité apparente totale ou humide	17
1.7. Le volume spécifique (v_b)	17
1.8. La porosité (f)	17
1.9. L'indice des vides (e)	17
2. Structure et texture de la phase solide.....	17
3. Caractérisation de l'eau du sol	18
3.1. Caractéristique chimique de l'eau du sol	18
3.2. L'état énergétique de l'eau dans le sol	18
3.3. La notion de potentiel de l'eau du sol	19
3.4. Relations entre le taux d'humidité et le potentiel de pression	20
3.5. Relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau	21
3.6. Principe de l'écoulement en milieu non saturé.....	21
3.7. Equations générales de l'écoulement en milieu non saturé.....	22
Chapitre 2 : Les phénomènes de gonflement- retrait des sols	24
1. Le comportement des argiles du sol	24
2. Propriétés et rôle des argiles.....	25
3. Les manifestations des phénomènes de retrait dans les sols	25
4. La courbe de retrait des sols	26
4.1 La phase de retrait normal	26
4.2. La phase de retrait résiduel	26
4.3. La phase de non retrait	26

4.4.	La phase de retrait structural.....	27
5	La modélisation de la courbe de retrait.....	27
5.1.	Le modèle de Braudeau.....	27
5.2.	Le modèle de Kim et al.....	29
5.3.	Le modèle de Tariq et Durnford.....	30
5.4.	Critiques des modèles.....	31
DEUXIEME PARTIE :MATERIELS ET METHODES.....		32
Chapitre1 : Cadre naturel de la zone d'étude.....		33
1.	Contexte géologique.....	34
2.	Morphopédologie.....	34
3.	Réseau hydrographique et hydrologie de la Vallée du Fleuve Sénégal.....	35
4.	Le climat.....	35
5.	La végétation.....	36
6.	Caractérisation des sols du Site de Fanaye.....	36
Chapitre 2 :Expérimentation.....		37
1.	Dispositif de l'expérimentation.....	37
2.	Les mesures effectuées sur la colonne de sol.....	38
2.1.	Les mesures de teneur en eau.....	38
2.2.	Mesures du potentiel de pression.....	39
2.3.	Mesures du déplacement dans le sol.....	39
3.	Protocole de l'expérimentation.....	40
3.1.	Prélèvement de la colonne sol.....	40
3.2.	Dispositif expérimental durant la phase d'humectation.....	41
3.3.	Le dispositif expérimental en séchage.....	42
3.4.	Composition de l'eau d'infiltration.....	42
3.5.	Etalonnage des appareils de mesure.....	43
a.	Les capteurs électroniques de tension.....	43
b.	Les capteurs de déplacement.....	43
4.	Le traitement des données.....	44
4.1.	Les données TDR.....	44
4.2.	Les données des capteurs de tension.....	44
4.3.	Les données de déplacement.....	44
4.4.	Les données de poids.....	45
4.5.	Calcul des teneurs en eau volumiques.....	45
Chapitre 3 : Les étapes de la modélisation numérique des transferts hydriques.....		47
1.	Détermination des paramètres hydrodynamiques.....	47
1.1.	Traçage des courbes $\theta(h)$	47
1.2.	Traçage des courbes $K(\theta)$	47
2.	La simulation des transferts hydriques.....	49
2.1.	Description du modèle Hydrus-2D.....	49
	Procédé de la simulation.....	50
TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSIONS.....		51
Chapitre 1 : Les résultats expérimentaux.....		52
1.	La phase d'humectation.....	52

Liste de figures

Figure 1: Courbe de retrait du volume microporal d'un échantillon de sol non remanié (Braudeau et Bruand)	28
Figure 2: Modèle de Kim et al. (1992) appliqué à un échantillon de sol alluvial peu évolué	29
Figure 3: Modèle de Tariq et Durnford (1993)	30
Figure 4 : Carte de localisation de la zone de Fanaye	33
Figure 5 : Géomorphologie de la Vallée du Fleuve Sénégal	35
Figure 6 : Dispositif expérimental	37
Figure 7 : Unité d'acquisition des données	38
Figure 8 : Méthode de prélèvement d'une colonne de sol	41
Figure 9 : Dispositif d'humectation	42
Figure 10 : Courbe d'évolution de la hauteur d'eau infiltrée au cours de l'infiltration	52
Figure 11 : Courbe d'évolution de la hauteur de la colonne durant l'infiltration	53
Figure 12 : Courbe de variation de la teneur en eau durant le séchage	54
Figure 13 : Variation du potentiel de pression au cours du séchage	55
Figure 14 : Variation de la hauteur de la colonne durant le séchage	56
Figure 15: Variation du déplacement vertical dans la colonne de sol	56
Figure 16: Variation du diamètre de la colonne durant l'expérimentation	57
Figure 17: Evolution du poids de la colonne durant la phase de séchage	58
Figure 18: Courbe de rétention aux profondeurs 10 et 20 cm	60
Figure 19: Les courbes de conductivité hydraulique aux profondeurs 10 et 20 cm	61
Figure 20: Les courbes $h(\theta)$ pour les deux premiers niveaux de la colonne de sol	63
Figure 21: Les courbes de conductivité hydraulique aux profondeurs 10 et 20 cm	64
Figure 22: Variation du potentiel de pression au cours de la simulation à différentes profondeurs	67
Figure 23 : Variation de la teneur en eau à différentes profondeurs au cours de la simulation	67
Figure 24 : Variation du flux d'entrée au cours de la simulation	68
Figure 25: Variation du flux de sortie (drainage) au cours de la simulation	68
Figure 26: Flux d'entrée cumulés au cours de la simulation	69
Figure 27: Flux de sortie au cours de la simulation	69
Figure 28: Variation du potentiel de pression au cours de la simulation	70
Figure 29: Variation de la teneur en eau au cours de la simulation	70
Figure 30: Variation du flux d'entrée au cours de la simulation	71
Figure 31: Variation du flux de sortie au cours de la simulation	71
Figure 32 : Flux d'entrée cumulés au cours de la simulation	72
Figure 33 : Flux de sortie cumulés au cours de la simulation	72

Liste des tableaux

Tableau 1 : Composition chimique de l'eau reconstituée du Ngalenka	43
Tableau 2 : Données de densité sèche à différents niveaux du sol de Fanaye.....	46
Tableau 3: Les paramètres hydrodynamiques pour un volume de sol supposé constant	62
Tableau 4: Les paramètres hydrodynamiques pour un volume variable à 10 et 20 cm	64

DEDICACES

A mes parents

A ma deuxième famille de centenaire

REMERCIEMENTS

Ce mémoire est le fruit d'un travail en laboratoire qui a duré plus de dix mois. Ces résultats ont été possibles grâce à une équipe dynamique que j'ai trouvée en place et avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer. Je voudrai remercier particulièrement :

Mr Fary Diome qui m'a fait aimer la pédologie et qui m'a encadré avec rigueur et disponibilité.

Mr Claude Hammecker, responsable du laboratoire qui m'a beaucoup apporté sur le plan scientifique particulièrement quant à la maîtrise des logiciels scientifiques.

Mr Jean-Luc Maeght avec qui j'ai su tisser des liens fraternels et m'a aidé pour la réalisation de ce travail : installation des appareils de mesure, leur suivi. Je lui suis reconnaissante pour mon perfectionnement en informatique.

Mr Abdoulaye Dia et tous les enseignants de l'**Institut des Sciences de la Terre** pour tout ce qu'ils m'ont apporté durant mes cinq années de formation.

Mrs Demba Faye, Augustin Diémé, Mamadou Badiane qui m'ont accueilli au niveau du laboratoire de pédologie, qui m'ont aidé dans ma documentation, la collecte de mes données et dont j'ai beaucoup apprécié la compagnie.

Mrs S. Diop, M. Dione, M. Sène, membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Tous les étudiants qui ont eu en même temps que moi à faire leur stage au laboratoire de pédologie particulièrement **Calixte** qui non seulement un camarade de promotion à l'IST mais aussi un ami qui a su me donner de bons conseils à chaque fois je le sollicitais.

Mes camarades de promotion qui sont pour moi une famille, nous avons su tisser ensemble des liens forts par les joies et les difficultés de la formation que nous avons reçue.

Un grand merci à **Eric** pour sa disponibilité, pour la pertinence de ses conseils et sa rigueur dans le travail.

Un remerciement particulier à celles avec qui j'ai fait tout le cursus **Rokhaya, Aïssatou, Aïssata** et qui sont pour moi aujourd'hui des sœurs.

A mes amies dont le soutien n'a jamais fait défaillance : **Sawa, Soda, Ami Collé, Binette, Pia, Clara, Marième**.

A mes amis de la **JEC**, mouvement qui a beaucoup contribué à ma formation intellectuelle et humaine.

A toutes les personnes qui de près ou loin ont aidé à la réalisation de ce mémoire.

RESUME

L'argile est un des constituants du sol qui est à la base de la plupart des comportements physiques notamment les phénomènes de retrait et de gonflement. L'étude de ces phénomènes a permis la réalisation et la modélisation de la courbe de retrait.

La vallée du fleuve Sénégal constitue une zone à climat aride et à sols vertiques ; l'intense activité agricole combinée au type de climat et à la nature des sols contribuent à leur dégradation observée ces dernières années (salinisation, alcalinisation). Une bonne caractérisation de ces sols est nécessaire pour lutter efficacement contre cette dégradation. C'est ainsi que l'étude en laboratoire d'un échantillon de sol de 60 cm de hauteur et 23 cm de diamètre prélevé dans la zone de Fanaye a permis de quantifier le gonflement et le retrait de ces sols au cours d'une expérimentation qui s'est déroulée en deux phases : une phase d'humectation et une phase de séchage durant lesquelles il a été respectivement mis en évidence une augmentation et une diminution de la hauteur ainsi que du diamètre de l'échantillon. Il fallait alors voir comment cette variation de volume du sol allait influencer les transferts d'eau dans le cas d'une simulation. La détermination des paramètres hydrodynamiques de cet échantillon de sol a été nécessaire pour effectuer cette simulation en considérant toutefois deux cas : un cas où le volume de sol est supposé constant et un cas où les variations de volume ont été intégrés dans les calculs. Les résultats obtenus ont montré des différences par rapport aux paramètres hydrodynamiques déterminés pour les deux cas. Différences qui se répercutent au niveau de la simulation des transferts hydriques et l'analyse comparative des deux cas simulés fait ressortir des erreurs effectuées sur la quantification des flux d'entrée, sur le temps de saturation de l'échantillon, sur le début du drainage quand la variation de volume du sol n'est pas considérée.

Mots clés: argile-gonflement-retrait-échantillon-humectation-séchage-paramètres-hydrodynamiques-simulation-transferts-hydriques.

Introduction

Les importants investissements hydro-agricoles dans la vallée du Fleuve Sénégal en ont fait une zone à forte activité agricole dominée par la riziculture. Cependant, depuis quelques années, cette agriculture connaît des difficultés liées à la dégradation des sols qui revêt plusieurs formes : la salinisation, la sodisation, le tassement mécanique. Ces formes de dégradation sont toutes dues à un bilan hydrique déficitaire, à une évapotranspiration importante qui entraînent une remontée par capillarité des nappes peu profondes et une forte concentration de l'eau en surface.

Par ailleurs, les sols argileux de la vallée du fleuve Sénégal avec des caractères vertiques très prononcés, gonflent ou se rétractent en fonction de leur teneur en eau. Ce n'est qu'au début du vingtième siècle que ces phénomènes de retrait et gonflement des sols ont commencé à être étudiés d'abord par Tempany (1917), puis par Haines (1923). Et les études qui ont été faites jusqu'ici portaient soit sur des expériences en laboratoire réalisées sur des échantillons de sol remanié ou non de petite taille, soit des expériences *in situ*.

C'est ainsi que l'IRD qui s'est investi dans la lutte contre la dégradation des sols de la vallée du fleuve Sénégal, a voulu innover en étudiant les phénomènes de retrait et de gonflement des sols sur des colonnes de sol non remanié de taille suffisamment représentative. Les expériences ainsi entreprises sur ce type d'échantillon ont pour but de mieux se rapprocher des conditions de terrain : c'est à dire d'appréhender les problèmes de charges du sol tout le long du profil comme sur le terrain. C'est dans ce cadre que nous avons réalisé ce travail dont les objectifs sont d'une part de quantifier les propriétés de retrait et de gonflement d'une colonne de sol de 60 cm de hauteur et 23 cm de diamètre et d'autre part de voir leur influence sur les transferts hydriques dans les conditions proches de celles du terrain.

En effet, ces mécanismes physiques sont le plus souvent ignorés dans les études de simulation des transferts d'eau pour laquelle le sol est supposé homogène, inerte.

Ce mémoire s'articulera en trois parties :

Une première partie qui dresse une synthèse bibliographique sur le sol , ses propriétés physiques, les phénomènes de retrait et gonflement afin d'appréhender et circonscrire la problématique et les objectifs de l'étude.

La deuxième partie qui expose le cadre physique de l'étude, le protocole de l'expérimentation, la description du dispositif expérimental et la méthodologie de traitement des données acquises au cours de l'expérimentation.

Et une troisième partie dans laquelle, nous présentons les résultats du traitement des données ainsi que de la simulation des transferts hydriques et dressons une conclusion générale.

Première partie : Synthèse bibliographique

Chapitre 1 : Caractéristiques du sol

Les sols argileux constituent un système complexe où se déroulent des transferts d'eau et de solutés. Et pour mieux comprendre ces phénomènes, nous avons jugé utile de rappeler un certain nombre de définitions et de concepts de base permettant de caractériser l'état et le comportement des sols, l'eau du sol ainsi que les mécanismes de l'écoulement en milieu non saturé.

Le sol peut-être défini au sens pédologique comme le produit d'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre sous l'action d'agents climatiques, chimiques et biologiques (Hillel, 1997).

Il est un tout, mais on en fait généralement une représentation schématique qui montre qu'il est constitué de trois phases indissociables qui s'influencent réciproquement :

- une phase solide constituée par les particules solides ;
- une phase liquide constituée par l'eau ;
- une phase gazeuse constituée par l'air du sol.

1. Relations entre la masse et le volume des constituants

Il existe des relations fondamentales entre le volume et la masse des ces trois phases. Les masses de ces composantes sont : la masse de solide M_s ; la masse d'eau M_w ; la masse d'air M_a habituellement considérée comme nulle et la masse totale M_t . Les volumes de ces mêmes composantes sont : le volume de solides V_s ; le volume d'eau V_w ; le volume d'air V_a , le volume des pores $V_f = V_a + V_w$ et le volume total V_t .

1.1. Masse volumique

La spécificité de chacun des trois constituants du sol est exprimée par sa masse volumique. Ainsi l'expression de la masse volumique de la phase solide est donnée par :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \text{ en g/cm}^3 ;$$

celle de la masse volumique de la phase liquide par :

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \text{ en g/cm}^3$$

et celle de la masse volumique de la phase gazeuse par :

$$\rho_A = \frac{M_a}{V_a} \text{ en g/cm}^3$$

La masse volumique de l'eau est proche de 1 tandis que celle de l'air est voisine de 0 en raison de sa faible densité moléculaire.

1.2. La teneur en eau relative ou humidité

La teneur relative en eau peut s'exprimer par rapport à la masse du solide, à la masse totale, au volume du solide, au volume total, au volume des pores. Celle liée au volume total s'écrit :

$$\theta_w = \frac{V_w}{V_t}$$

L'humidité pondérale ω est donnée par la formule $\omega = \frac{M_w}{M_s}$

La teneur en eau est une grandeur dont la variabilité permet d'expliquer les phénomènes de transferts.

1.3. La teneur relative en air (θ_a)

C'est un critère important de l'aération du sol, il est lié à la teneur en eau θ_w . La teneur en air est donnée par la formule :

$$\theta_a = \frac{V_a}{V_t}$$

1.4. La densité des particules solides (ρ_s)

Pour les sols, la densité des particules solides varie entre 2.6 et 2.7 g/cm³. Elle est donnée par la relation :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

1.5. La densité apparente à l'état sec (ρ_b)

Elle donne le rapport entre la masse des particules sèches et le volume total du sol. Elle est influencée par la structure du sol c'est-à-dire ses caractéristiques de gonflement et de retrait qui dépendent de l'humidité.

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t}$$

1.6. La densité apparente totale ou humide (ρ_t)

La densité totale apparente est l'expression de la masse totale d'un sol humide par unité de volume, elle est donnée par la relation :

$$\rho_t = \frac{M_t}{V_t} = \frac{M_s + M_w}{V_s + V_w + V_a}$$

1.7. Le volume spécifique (v_b)

Il permet d'évaluer le degré de compaction d'un sol.

$$v_b = \frac{V_t}{M_s} = \frac{1}{\rho_b}$$

1.8. La porosité (f)

C'est un indice du volume relatif des pores dans le sol.

$$f = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_w + V_a}$$

1.9. L'indice des vides (e)

Il permet de déterminer le volume des pores par rapport à la phase solide

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f}$$

2. Structure et texture de la phase solide

La structure du sol correspond au mode d'assemblage de ses constituants solides. Cet assemblage de particules solides est à l'origine de concepts tels que les espaces lacunaires, ou bien encore, celui de la cohésion du sol.

L'étude de la structure du sol permet de distinguer une microstructure et une macrostructure .

La microstructure est la structure du sol observée à partir d'un échantillon de sol au microscope. La macrostructure est la structure du sol observée directement sur l'échantillon.

L'analyse de la microstructure du sol permet de distinguer différents éléments que sont :

- **le squelette** qui est l'assemblage des particules monocristallins indépendantes dont le diamètre est supérieur à $2\ \mu\text{m}$. Les fractions granulométriques concernées sont les sables et les limons.
- **le plasma** qui est constitué par des particules de taille inférieure à $2\ \mu\text{m}$ qui correspond aux colloïdes : argiles et humus.
- **Les cutanes** qui sont des couches de plasma différenciées et orientées situées autour des éléments du squelette ou au bord des fissures.
- **Les pores** qui constituent les espaces vides.

3. Caractérisation de l'eau du sol

L'eau possède des propriétés qui lui confèrent des fonctions essentielles comme son pouvoir de solubilisation et de transfert d'un grand nombre de substances.

3.1. Caractéristique chimique de l'eau du sol

Les solutés les plus fréquemment trouvés dans le sol sont les cations de type Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Na^{+} ; K^{+} ; NH_4^{+} ; H^{+} ainsi que des anions de type : OH^{-} ; Cl^{-} ; HCO_3^{-} ; NO_3^{-} ; SO_4^{2-} ; CO_3^{2-} .

La présence de solutés peut entraîner des modifications des propriétés de l'eau. Ces modifications peuvent s'expliquer par le développement de phénomènes osmotiques liés aux variations du potentiel chimique. La teneur en eau d'un sol constitue une variable d'état donc une variable dans le temps et dans l'espace.

3.2. L'état énergétique de l'eau dans le sol

L'eau peut se trouver sous différentes formes dans le sol, on a *l'eau souterraine, l'eau d'infiltration, l'eau capillaire et l'eau adsorbée*. L'ensemble de la phase liquide d'un sol est soumis à la pression atmosphérique. Mais cette pression peut varier suivant l'intensité des forces agissantes du milieu.

C'est ainsi que par exemple lorsque l'eau du sol est soumise à une pression hydrostatique c'est-à-dire quand elle est en dessous d'une surface d'eau libre, sa pression sera supérieure à la pression atmosphérique. Inversement sa pression sera inférieure à la pression atmosphérique si elle est soumise à des forces de capillarité ou d'absorption s'exerçant au-dessus de la surface libre.

Dans un état d'équilibre, l'eau se déplace des zones de faible succion où les enveloppes d'hydratation autour des particules sont épaisses vers des zones de succion forte avec des enveloppes d'hydratation plus fines.

La force motrice de l'écoulement en milieu non saturé est le **gradient de pression total**. La différence entre l'écoulement en milieu saturé et milieu non saturé est liée aux forces de frottement (viscosité à l'écoulement).

3.3. La notion de potentiel de l'eau du sol

L'hydrodynamisme résulte de l'action de diverses forces :

- force de gravité
- force de capillarité
- force de pression ...

L'état énergétique d'un système thermodynamique est caractérisé par son énergie interne totale qui est en fait la somme de son énergie interne, de son énergie cinétique de déplacement et de son énergie potentielle de position. Quand la vitesse de déplacement est trop faible, l'énergie interne se résume à l'énergie potentielle de position et à l'énergie interne dont les variations permettront le passage du système d'un état initial à un état final.

En thermodynamique, l'énergie potentielle de l'eau du sol s'exprime comme la différence entre deux niveaux d'énergie : l'eau du sol et l'eau standard.

Le potentiel total est considéré comme la somme des contributions des diverses composantes : de pression, gravitaire, chimique et osmotique.

$$\phi_T = \phi_p + \phi_g + \phi_c + \phi_{os}$$

Généralement, le sol étant supposé homogène, l'expression du potentiel total se réduit aux termes de pression et de gravité.

$$\phi_T = \phi_p + \phi_G \quad \text{J/m}^3$$

$$\phi_T = \rho_w g h + \rho_w g z$$

$$\phi_l = g h + g z \quad \text{J/Kg}$$

$$\phi_T = h + z \quad \text{J/N}$$

h est la hauteur de pression effective de l'eau du sol par rapport à la pression atmosphérique.

z est la côte du point considéré et représente la charge gravitationnelle imposée par les forces de pesanteur.

Ainsi le potentiel total ϕ , peut être assimilé à l'effet d'une charge hydraulique totale H avec deux composantes : une charge de pression h et une charge de gravité z .

3.4. Relations entre le taux d'humidité et le potentiel de pression

Dans la zone non saturée, la teneur en eau et le potentiel de pression varient simultanément. La relation qui existe entre ces deux paramètres permet de suivre la dynamique de la phase liquide en régime variable non saturé. Dans les zones de capillarité localisée, la pression moyenne de l'eau dépend de la taille des pores (entre lesquelles se trouvent les ménisques). Lorsque la teneur en eau diminue, le rayon de courbure des ménisques évolue dans le même sens entraînant une augmentation de la tension interne de l'eau. A la rupture, quand la résistance du ménisque sera dépassée, les forces d'absorption vont remplacer les forces capillaires. De même, l'augmentation des forces d'absorption avec la baisse de la teneur en eau contribue à la diminution du potentiel de pression.

Des formulations mathématiques ont été élaborées pour décrire la relation entre la teneur en eau et le potentiel de pression :

Brooks et Corey (1970)

Cette formulation prend en compte la pression d'entrée de l'air et s'écrit:

$$\theta(h) = \theta_s + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h} \right) \text{ pour } h \leq h_b$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad \text{pour } h \geq h_b$$

h_b = pression d'entrée d'air

Gardner (1964)

$$\theta(h) = a \theta^{-b}$$

a et b sont des constantes qui dépendent du type de sol considéré

Van Genuchten (1980)

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

h = potentiel de pression

θ_s = teneur en eau à saturation

θ_r = teneur en eau résiduelle

α et n = paramètres empiriques

3.5. Relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau

Dans un sol saturé à structure stable (milieu homogène), la conductivité hydraulique est constante mais elle varie dans beaucoup d'autres sols tels que les sols non saturés. Cette variabilité est due à la structure et à la texture du sol, elle est plus élevée dans les sols très poreux ou fracturés que dans les sols compacts et denses. Elle dépend donc non seulement de la porosité totale, mais également de la distribution et la taille des pores. L'estimation de la conductivité hydraulique à partir des caractéristiques du sol n'étant pas satisfaisante (Musy et Soutter, 1991), la courbe de variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau a été élaborée par plusieurs auteurs à partir de la courbe de rétention et les formulations mathématiques varient en fonction des paramètres utilisés :

La conductivité hydraulique (K) peut être exprimée soit en fonction du potentiel de pression (h) (Gardner, 1970), soit en fonction de la teneur en eau (θ) (Brooks et Corey, 1964; Van Genuchten, 1980)

Gardner (1970)

$$K(h) = \frac{a}{b + (-h)^n}$$

a , b , n sont des constantes empiriques

Brooks et Corey (1964)

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{3+2/\lambda}$$

λ est un paramètre qui exprime la porosité du sol

Van Genuchten (1980)

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2$$

K_s = conductivité hydraulique à saturation

3.6. Principe de l'écoulement en milieu non saturé

Les processus de circulation de l'eau dans le sol se déroulent la plupart du temps en milieu non saturé milieu où la teneur en eau est inférieure à la saturation.

La différence entre les écoulements saturés et les écoulements non saturés réside dans la conductivité hydraulique qui dépend de la teneur en eau. Quand le sol est saturé, tous les vides sont remplis d'eau ce qui fait que la conductivité hydraulique est maximale. Tandis qu'à la sousaturation, elle diminue. L'écoulement est plus important et dure plus longtemps dans les sols argileux que dans les sols sableux.

Lorsque le degré de saturation diminue, les discontinuités apparaissent dans la masse de fluide. Les forces motrices de l'écoulement saturé que sont les forces de pression hydrostatique et de pesanteur s'estompent alors rapidement. Cela entraîne des changements tels que l'état énergétique de l'eau soit conditionné par les forces d'absorption et de capillarité.

La force motrice de l'écoulement non saturé qu'est le gradient de pression total varie d'un point à un autre au cours du temps. Elle est maximale dans la zone du front d'hydratation qui marque la transition entre un domaine humide et un domaine plus sec. C'est ce gradient élevé qui permet à l'eau de progresser dans la zone sèche où la résistance à l'écoulement est la plus forte.

3.7. Equations générales de l'écoulement en milieu non saturé

Equation de RICHARDS

Cette équation résulte de la combinaison de la loi de Darcy généralisée et de l'équation de continuité en milieu homogène et isotrope.

La loi de Darcy est donnée par la relation : $q = K \frac{dh}{dz}$

L'équation de continuité qui exprime la conservation de masse est donnée par la relation:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z}$$

θ : teneur en eau

t : temps

z : altitude à laquelle on considère l'humidité et le flux

q : volume d'eau traversant la côte z par unité de temps et de surface

Quand la teneur en eau est la variable, l'équation de Richards s'écrit :

$$\text{Div} (K(\theta) \overline{\text{grad} H}) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{avec} \quad H(\theta) = h(\theta) + z$$

Quand c'est la charge de pression qui constitue la variable on a :

$$\text{Div} (K (h) \overline{\text{grad} H}) = c(h) \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{avec } c(h) = \frac{d\theta}{dh} \text{ correspondant à la capacité capillaire.}$$

Chapitre 2 : Les phénomènes de gonflement- retrait des sols

Les phénomènes de retrait et gonflement des sols ont été étudiés pour la première fois par Tempany (1917), puis par Haines (1923). La fraction argileuse du sol notamment le type d'argile en détermine le comportement physique parce que les argiles gonflent lorsque le sol est humide et se rétractent lorsqu'il est sec.

En génie civil comme en agronomie, ces phénomènes se font remarquer par les importants dommages qu'ils engendrent.

En génie civil : la construction de routes, de bâtiments ou de barrages sur sols argileux gonflants provoque sur une durée variable un soulèvement de l'ouvrage. Ce soulèvement entraîne une fissuration de la couche qui va servir de voie d'accès aux eaux de pluie. Il s'en suivra des dommages d'autant plus visibles que la profondeur de fondation de l'ouvrage est faible.

En agronomie : les sols argileux gonflants se compactent fortement lors du dessèchement et il se forme alors des fentes de retrait. Cette forte compacité peut causer une destruction du système racinaire (Braudeau, 1997). La perte d'eau par ruissellement ou par infiltration à travers les fentes de retrait peut entraîner un appauvrissement du sol du fait du lessivage de nombreux éléments. Lorsque les fentes sont trop larges, il peut y avoir une circulation préférentielle verticale ce qui fait que l'eau n'atteint pas le cœur du massif (Hallaire, 1987).

Malgré ses effets néfastes pour l'agriculture, le retrait et le gonflement des sols peuvent avoir des conséquences positives: la présence des fentes fines et multidirectionnelles permet l'infiltration des eaux de pluie qui réhumectent le sol en profondeur.

1. Le comportement des argiles du sol

L'argile colloïdale détermine le comportement physique du sol pour deux raisons :

- elle exhibe la surface spécifique
- elle est plus active dans les processus physico-chimiques

Les sables et les limons avec des surfaces spécifiques et des activités physico-chimiques plus réduites constituent le squelette du sol.

Ce sont les particules argileuses qui en absorbant ou en libérant l'eau provoquent respectivement le gonflement et le retrait des sols. Les sols argileux sont difficiles à cultiver en effet, ils ont une forte compacité à l'état sec et présentent une grande plasticité à l'état

humide. Les sols argileux possèdent de bonnes propriétés chimiques et de mauvaises propriétés physiques.

Un sol avec une teneur en argile supérieure à 25% et un indice de plasticité supérieur à 30% présente de grands risques de gonflement et de retrait (Hamilton, 1977)

2. Propriétés et rôle des argiles

Les argiles doivent leurs propriétés à la petite taille des particules, à leur structure en feuillets, à la charge négative de leurs particules. Elles sont responsables des propriétés hydriques, mécaniques et rhéologiques des sols (Robert et Tessier 1986, Bruand et Braudeau, 1988).

Les argiles absorbent et fixent l'eau à leur surface et entre les feuillets, augmentent de volume par gonflement et constituent en l'occurrence de grandes réserves en eau. A l'état sec, elles développent une force de succion pour l'eau qui provoque la formation de fentes de retrait.

La vitesse de gonflement dépend du rythme de l'infiltration de l'eau dans le sol argileux donc de sa perméabilité. Cette perméabilité étant faible du fait du petit diamètre des pores, le temps de gonflement maximal peut durer des mois voire des années. L'argile aura atteint son nouvel état d'équilibre hygrométrique.

Les phénomènes de retrait- gonflement dépendent de la quantité et du type de minéraux argileux, du temps, de l'épaisseur du sol (Hamilton, 1977).

3. Les manifestations des phénomènes de retrait dans les sols

Les sols argileux qui se dessèchent, présentent des fentes de dessiccation. Cette fissuration du sol varie en fonction de l'intensité du retrait donc de la quantité d'eau qui s'est retiré du sol. Les fissures présentes au niveau des sols argileux jouent un rôle prépondérant dans les phénomènes de transfert d'eau et de solutés. Il en résulte une circulation plus importante de l'eau à travers ces fissures.

Quand ces fissures sont fines et rapprochées, il en découle des effets fertilisants liés au transfert et à la diffusion des solutés dans le sol . Par contre, lorsque les fissures sont larges, une percolation de l'eau peut entraîner avec elle les particules fines et dissoudre aussi certaines substances ; les sols sont alors appauvris et on constate parfois une sorte de « pollution » de la nappe.

La variation de volume qui accompagne le retrait dans un sol est matérialisée par une courbe de retrait qui exprime la variation de volume de l'échantillon en fonction de la teneur en eau.

4. La courbe de retrait des sols

Les premières courbes de retrait qui avaient été établies pour caractériser le retrait du sol exprimaient la perte en eau en % en fonction du retrait linéaire (en rapport avec la longueur initiale) ; Tempany (1917).

Cette mesure du retrait linéaire fut abandonnée au profit de la mesure de la variation du volume d'un échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau (Haines, 1923). Cette mesure volumétrique du retrait a été réalisée grâce à des mesures sur des échantillons de sol remanié et a permis de distinguer une courbe de retrait avec 4 parties ou phases :

- une phase de non-retrait
- une phase de retrait résiduel
- une phase de retrait normal
- une phase de retrait structural

La mesure du retrait sur des échantillons de sol non remanié laisse voir 3 phases principales :

- une phase de retrait résiduel
- une phase de retrait normal
- une phase de retrait structural

4.1 La phase de retrait normal

Lors de la phase de retrait normal le volume de sol mesuré est proportionnel au volume d'eau perdue. C'est une phase linéaire appelée également phase de retrait principal (Garnier, 1996).

4.2. La phase de retrait résiduel

Au niveau de ce stade du retrait le départ d'eau est marqué par une arrivée d'air : le volume d'air contenu dans l'échantillon de sol augmente quand la quantité d'eau dans le sol diminue. La transition entre cette phase curviligne et la phase linéaire ci-dessus correspond au ***point d'entrée de l'air***.

4.3. La phase de non retrait

A la fin du retrait le volume d'eau contenu dans l'échantillon continue à diminuer alors que le volume du sol reste constant à partir d'un point appelé : ***limite de retrait***.

4.4. La phase de retrait structural

Cette phase initiale du retrait a été mise en évidence au niveau des échantillons de sol non remanié par Haines (1923) puis Braudeau (1988a et b). La forme de la courbe de retrait en *Sigmoïde* montre bien cette phase qui correspond en fait à une diminution du volume d'eau supérieur par rapport à la diminution du volume de l'échantillon.

Le rapport entre la variation du volume de l'échantillon de sol et celle de la teneur en eau est inférieure à 1 du fait que selon Haines (1923) c'est l'eau se trouvant dans les macropores qui est perdue et cette perte a peu d'influence sur la variation du volume de l'échantillon.

5 La modélisation de la courbe de retrait

Plusieurs modèles de courbes de retrait ont été proposés. Ces modèles se différencient par l'allure de la courbe de retrait, les paramètres utilisés. Nous assistons à la réalisation de modèles de plus en plus complexes et nous allons en citer quelques uns en insistant plutôt sur leurs différences, notamment : le modèle de Braudeau (1988a, b, d), le modèle de Kim et al. (1992), le modèle de Tariq et Durnford (1993).

5.1. Le modèle de Braudeau

C'est un modèle qui se distingue par l'importance des phases qui sont mises en évidence et qui sont au nombre de cinq (figure 1) :

- une phase de retrait structural
- une phase de retrait structural curviligne
- une phase de retrait normal linéaire
- une phase de retrait résiduel curviligne
- une phase de non- retrait

Ces différentes phases sont limitées par quatre points caractéristiques : la limite de retrait (SL), le point d'entrée d'air dans les micro-agrégats (AE), la limite de contribution de la macro porosité au retrait (LM) et le gonflement maximal des micro-agrégats (MS) (figure 1).

Ce modèle utilise huit paramètres : la teneur en eau massique au point SL (θ_{SL}) ; la teneur en eau massique au point AE (θ_{AE}) ; la teneur en eau massique au point LM (θ_{LM}) ; la teneur en eau massique au point MS (θ_{MS}) ; le volume massique au point SL (ν_{SL}) ; le volume massique au point AE (ν_{AE}) ; le volume massique au point LM (ν_{LM}) et le volume massique au point MS (ν_{MS}).

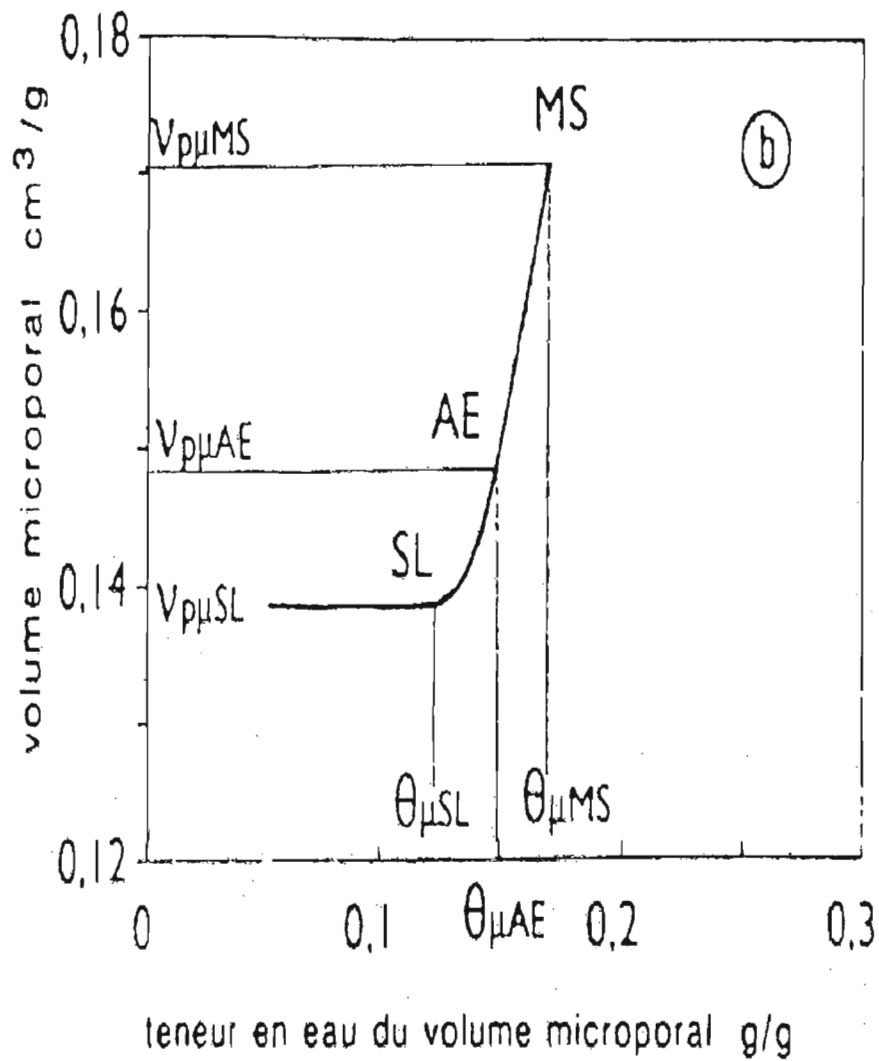


Figure 1: Courbe de retrait du volume microporal d'un échantillon de sol non remanié (Braudeau et Bruand)

5.2. Le modèle de Kim et al

Dans ce modèle, il y a trois phases déterminées par les auteurs qui sont les phases de retrait normal, résiduel et de non- retrait (figure 2).

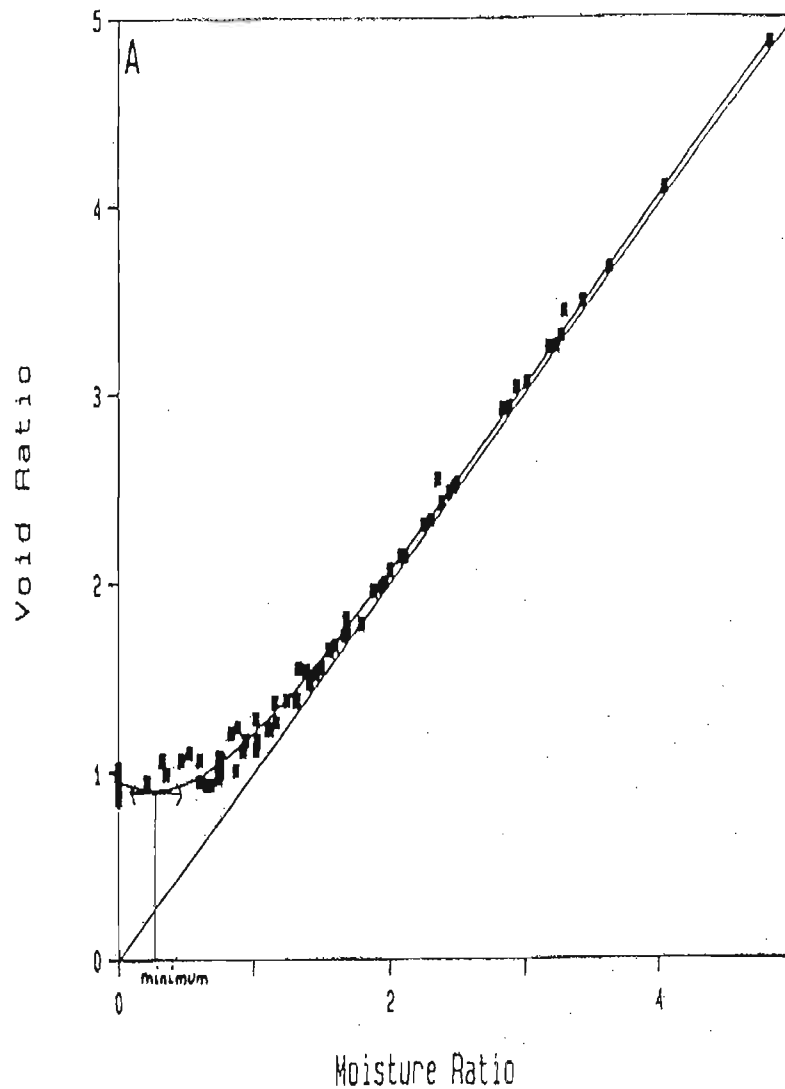


Figure 2: Modèle de Kim et al. (1992) appliqué à un échantillon de sol alluvial peu évolué

5.3. Le modèle de Tariq et Durnford

C'est un modèle continu comparé à celui de Braudeau. Cependant nous notons l'absence de la phase de retrait structural linéaire (figure 3).

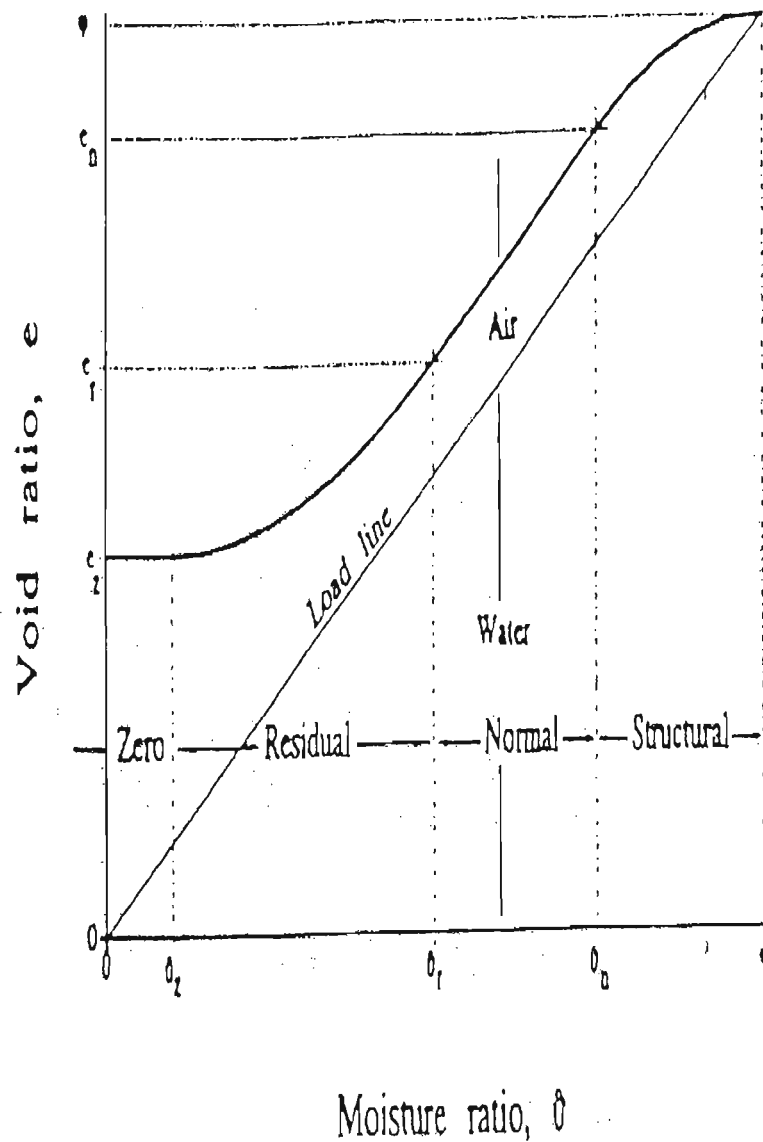


Figure 3: Modèle de Tariq et Durnford (1993)

5.4. Critiques des modèles

L'étude comparative de ces différents modèles permet de dire qu'un modèle donné soit plus adapté à tel ou tel type de sol.

Le modèle de Braudeau (*1988a, b, d*) (figure 1) attribue le comportement général en retrait du sol à deux phénomènes :

- un retrait dû au volume macroporal qui est responsable du retrait structural marqué par une perte en eau qui s'effectue sans grande variation du volume de l'échantillon.
- un retrait dû au volume microporal constitué par les particules argileuses, la matière organique etc...C'est cette part de la composition du sol qui est responsable de la plus grande part du retrait donc la part de variation de volume de l'échantillon la plus grande.

Le modèle de Braudeau (1988) constitue un modèle complexe et étudie le mieux le retrait lié à la structure du sol .

Le modèle de Kim et al (1992)(figure 2) permet quant à lui de déterminer une certaine relaxation de l'échantillon à la fin du retrait (Coquet, 1995).

Le comportement en retrait des sols ainsi que la modélisation qui s'en suit, sont influencés par de nombreux facteurs étudiés par Coquet (1995) que sont :

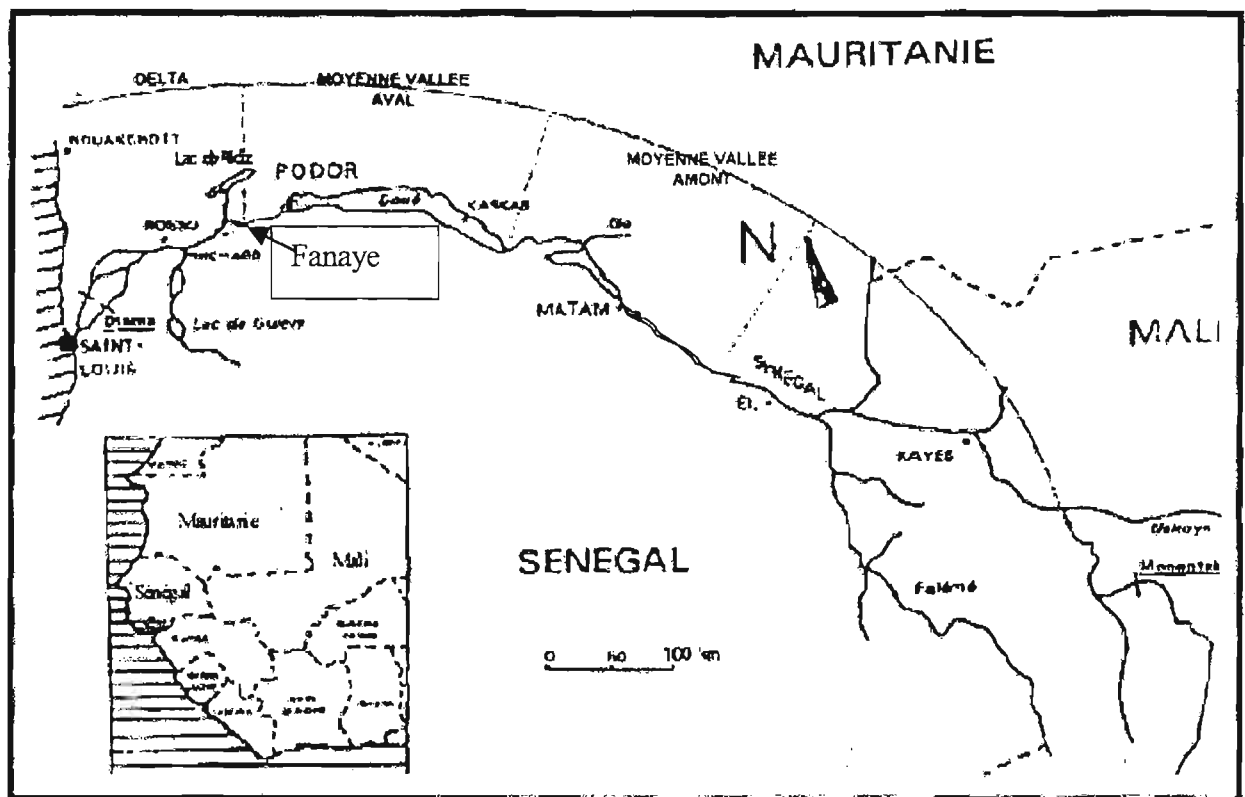
- la taille de l'échantillon
- le type d'échantillon prélevé

Deuxième partie : Matériels et méthodes

Chapitre 1 : Cadre naturel de la zone d'étude

Le matériel étudié a été prélevé à Fanaye, dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal. Ce site est situé à environ 165 km de la ville de Saint-Louis à 16°32' Nord et 15°12' Ouest. Il est drainé par le Ngalenka, un défluent du fleuve Sénégal. (figure 4)

La zone de Fanaye a fait l'objet de nombreux travaux par l'ADRAO ainsi des informations concernant ces sols sont disponibles.



Source : Mané, 1996

Figure 4 : Carte de localisation de la zone de Fanaye

1. Contexte géologique

La vallée du fleuve Sénégal fait partie intégrante du Bassin Sénégal–mauritanien dont la série stratigraphique débute au Crétacé supérieur, plus précisément au Maestrichtien par des sables et des grès dont l'épaisseur varie entre 100 et 200 mètres (FAO, 1977).

Ces grès surmontés par des formations argilo-calcaires de l'Eocène passent vers la rive droite du Sénégal à des formations sublittorales détritiques sablo-gréseuses. Ces dernières ont une épaisseur d'environ 100 mètres et affleurent sur la rive gauche aux environs de Boghé.

Sur les sédiments sablo-argileux datés du Continental Terminal et d'épaisseur 40 m reposent une cuirasse ferrugineuse recouverte en partie par des formations dunaires.

Les variations climatiques et du niveau marin ont été les principaux agents de façonnement de la vallée du fleuve Sénégal au cours du Quaternaire récent. La transgression marine du Nouakchottien a été à l'origine de dépôts de vases, de sables marins ou lagunaires mais aussi de la formation d'un système de levées et de cuvettes de décantation. Des sédiments plus récents datés du Post Nouakchottien ont constitués des hautes levées limono-sableuses, des petites levées sablo-limono-argileuses et des dépôts fluvio- deltaïques.

On distingue ainsi au niveau de ces formations des parties hautes rarement submergées appelées « fondé » ; les parties basses inondées par des crues moyennes sont appelées « faux hollaldés » (figure 5). Les parties les plus basses sont occupées par les cuvettes de décantation constituées essentiellement d'argile gonflante de type montmorillonite (Michel, 1973).

2. Morphopédologie

La vallée du fleuve Sénégal est caractérisée par des dépôts alluviaux et colluviaux (figure 5).

On y distingue des vallées semi- permanentes constituées par :

- des faisceaux de levées subactuelles constituées par des sols peu évolués d'apport hydromorphe et vertiques.
- des levées et deltas de rupture que des sols peu évolués d'apport hydromorphe et des sols hydromorphes constituent.
- des cuvettes de décantation constituées par des sols vertiques et des sols hydromorphes .
- des sols bruns rouges subarides dégradés et des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés situés au-dessus de matériaux sableux, gravillonnaires ou sablo-limoneux.

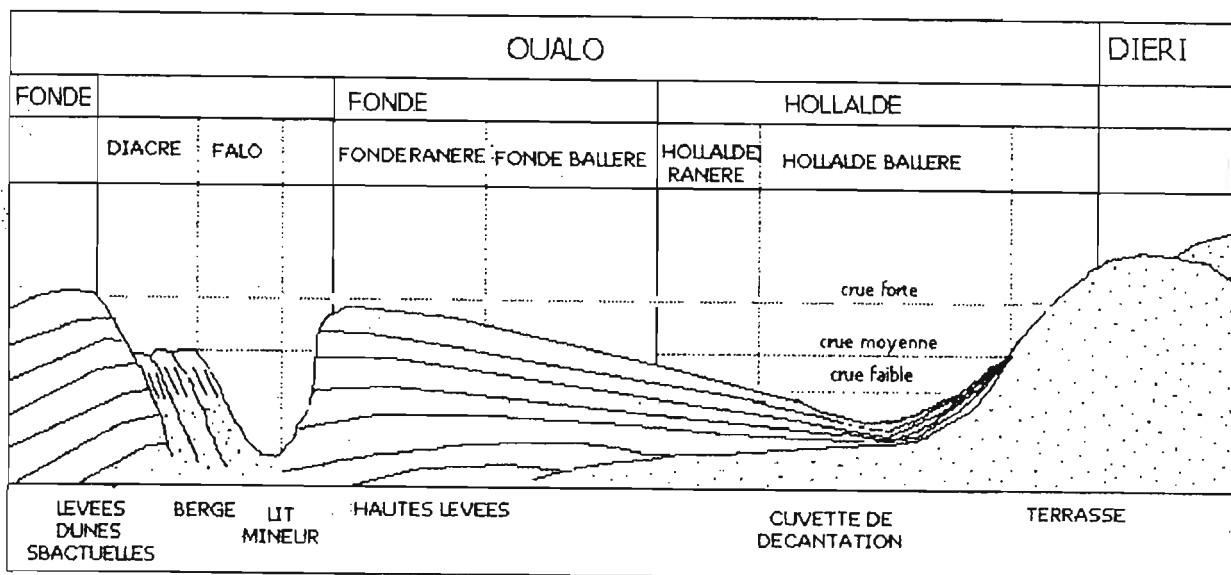


Figure 5 :Géomorphologie de la Vallée du Fleuve Sénégal

3. Réseau hydrographique et hydrologie de la Vallée du Fleuve Sénégal

Le réseau hydrographique est essentiellement constitué par le Fleuve Sénégal, long de 1800 km. Il prend sa source au Fouta-Djalou ; il est formé par les deux rivières le Bafing et le Bakoy et se subdivise plus loin en plusieurs bras dont le Doué qui coule parallèlement au Fleuve Sénégal, de Kaédi à Dagana. On note aussi des défluent moins importants comme le Ngalenka.

Les précipitations qui entrent dans le calcul du bilan hydrologique varient ces dernières années autour d'une moyenne de 200 mm/ an.

L'évaporation est assez importante du fait des fortes températures caractéristiques du climat qui y règne. Elle est de l'ordre de 2400 mm par année (FAO, 1977).

4. Le climat

La vallée du fleuve Sénégal est une zone aride où la saison sèche dure de Novembre à Juillet tandis que l'hivernage s'étend entre Juillet et Octobre. Les températures varient entre 35°C et 45°C. Le climat est déterminant dans la constitution et la répartition de la végétation.

5. La végétation

Les espèces végétales sont conditionnées par les données hydrologiques et pédologiques. Ainsi la végétation est constituée par *Acacia nilotica* et *Acacia raddiana*. L'avancée du processus de désertification a entraîné la formation de steppes arbustives et arborées composées principalement de *Acacia adansonii*, *Balanites aegyptiaca*, *Vetiveria nigrinata*, *Chloris prierii* et *Schoenefeldia gracilis*. (FAO, 1977)

6. Caractérisation des sols du Site de Fanaye

A Fanaye, les sols sont constitués de niveaux argileux de 1.5 et 2 m situés au-dessus de sables marins. Samba (1998) y a montré en surface, la présence de structures particulières délimitées par des fentes de dessiccation caractéristiques des sols argileux présentant des cycles de retrait et de gonflement. On y note la présence de matière organique à 40 cm de profondeur tandis le niveau argileux devient plus compact ; à 120 cm de profondeur, la fraction argileuse est supérieure à 50%. On remarque également sur une quasi-inexistence d'activités biologiques et une macro porosité faible.

Samba (1998) a identifié des argiles de type kaolinite, des minéraux inter stratifiés ainsi que des traces d'illite dans ces sols.

Les eaux de submersion ont un pH situé entre 6.55 et 8 avec des conductivités variant entre 0.084 et 0.219 mS/cm ; on note dans ces eaux de fortes teneurs en carbonates et des teneurs intermédiaires en Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

Le pH des sols de Fanaye est situé entre 6 et 7 avec des conductivités variant de 0.02 à 0.11 dS/ m.

Chapitre 2 :Expérimentation

1. Dispositif de l'expérimentation

L'expérimentation s'est déroulée sur la colonne de sol que montre la figure 6 :



Figure 6 : Dispositif expérimental

L'échantillon de sol a une hauteur de 60 cm et un diamètre de 23 cm. L'expérience a été réalisée en deux phases : une phase d'humectation et une phase de séchage.

Sur l'échantillon sont placés trois types d'instruments de mesure:

- les Time Domain Reflectometer (TDR) qui mesurent les teneurs en eau du sol
- les capteurs de pression qui mesurent le potentiel de pression du sol
- les capteurs de déplacement qui mesurent le déplacement dans le sol

Ils sont placés à 10cm ; 20 cm ; 30 cm ; 40 cm ; 50 cm de profondeur de manière à disposer un TDR, un capteur de pression et un capteur de déplacement à chaque niveau.

Comme autres appareils de mesure, nous avons deux balances qui mesurent respectivement le poids d'eau qui s'infiltre et le poids de la colonne de sol. Pour avoir des mesures continues et régulières dans le temps, tout ce dispositif de mesure a été relié à un système d'acquisition des données constitué de trois ordinateurs (figure 7).



Figure 7 : Unité d'acquisition des données

2. Les mesures effectuées sur la colonne de sol

2.1. Les mesures de teneur en eau

La méthode de mesure varie en fonction de la teneur en eau utilisée :

Pour la teneur en eau massique : l'échantillon est pesé à l'état humide et à l'état sec, la différence de poids de l'échantillon entre ces deux états rapportée au poids du sol sec donne la teneur en eau massique.

Pour la teneur en eau volumique : c'est le volume d'eau rapporté au volume total de l'échantillon. Dans notre expérimentation, la teneur en eau volumique est mesurée grâce à un appareil spécial le TDR (time domain reflectometer).

Le Time Domain Reflectometer est une sonde composée de deux électrodes parallèles introduites dans le sol qui utilise le principe de la réflectométrie pour calculer le temps de retour d'une onde électromagnétique transmise par les électrodes. Pour un échantillon de

longueur donnée ce temps dépend de la permittivité diélectrique du sol qui est liée à la teneur en eau suivant la relation empirique (Topp et al. ; 1980) :

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,9 \cdot 10^{-2} \varepsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_r^3$$

avec $\varepsilon_r = \left(\frac{c \cdot t}{2 \cdot L} \right)^2$ correspondant à la permittivité diélectrique

C= vitesse de la lumière $3 \cdot 10^8$ m/s

t=Temps mesuré en nS

L= Longueur de l'électrode

Le type de TDR qui est utilisé dans cette expérience est le modèle MP- 917

2.2. Mesures du potentiel de pression

Le potentiel de pression du sol peut être mesuré par divers procédés ; et dans notre étude c'est un capteur électronique tensiométrique SKT 850T qui est monté sur la colonne de sol. Il est constitué par un capteur de pression électronique qui est placé sur une canne tensiométrique à céramique poreuse grâce à laquelle on mesure les variations de potentiel de pression dans le sol. Ce type de capteur est un modèle standard compensé en température permettant de mesurer des pressions comprises entre 0 et 950 millibars.

2.3. Mesures du déplacement dans le sol

Le déplacement dans la colonne de sol est évalué à l'aide de capteurs de déplacement de type RDP electronics Ltd. Il est constitué de deux parties et mesure la variation de hauteur de la colonne de sol.

La première partie est cylindrique, elle est montée avec une tension d'entrée et une tension de sortie qui peuvent être périodiquement contrôlées. A ce cylindre est reliée une tige métallique mobile dont la longueur varie en fonction du déplacement donc de la variation de hauteur du sol. Cette variation de hauteur de l'échantillon comme de son volume sont traduites en tension convertie en hauteur de déplacement.

Du fait que ces capteurs de déplacement ne mesurent que le déplacement vertical du sol, nous avons trouvé intéressant de suivre aussi la variation latéral du déplacement. En effet, à l'aide d'une équerre, la distance entre le sol et le support du capteur de déplacement est mesurée: cette distance augmente quand le sol se rétracte et diminue quand il gonfle. C'est ainsi qu'en

connaissant le diamètre initial de l'échantillon de sol on pourra évaluer le déplacement latéral dans la colonne de sol.

3. Protocole de l'expérimentation

3.1. Prélèvement de la colonne sol

L'expérimentation en pédologie sur colonne de sol de plus de 60 cm de hauteur et 23 cm de diamètre est récente. Le prélèvement de cette colonne de sol non remanié nécessite un matériel approprié et un sol humide (s'il ne l'est pas on l'humidifie). Il est illustré par la figure 8.

On place à la surface du sol que l'on veut prélever un cylindre métallique de diamètre intérieur 23 cm. Un tube en PVC est préparé : on y place une «chaussette» en plastique puis il est fixé dans le cylindre métallique.

On recouvre le tube d'un couvercle métallique recouvert d'un caoutchouc.

Au cours de ces opérations, on procède fréquemment à une vérification de la verticalité de la colonne pour éviter un désordre dans la mise en place du sol dans le tube.

On dégage les alentours du lieu prélèvement pour faciliter la pénétration du cylindre métallique. Le tube est enfoncé dans le sol à coups de marteaux et le sol se met en place au fur et à mesure. Quand tout le tube est introduit à la profondeur désirée dans le sol, on coupe le sol à la base et la colonne est retirée délicatement du trou puis installée dans des caisses adéquates et acheminée au laboratoire.

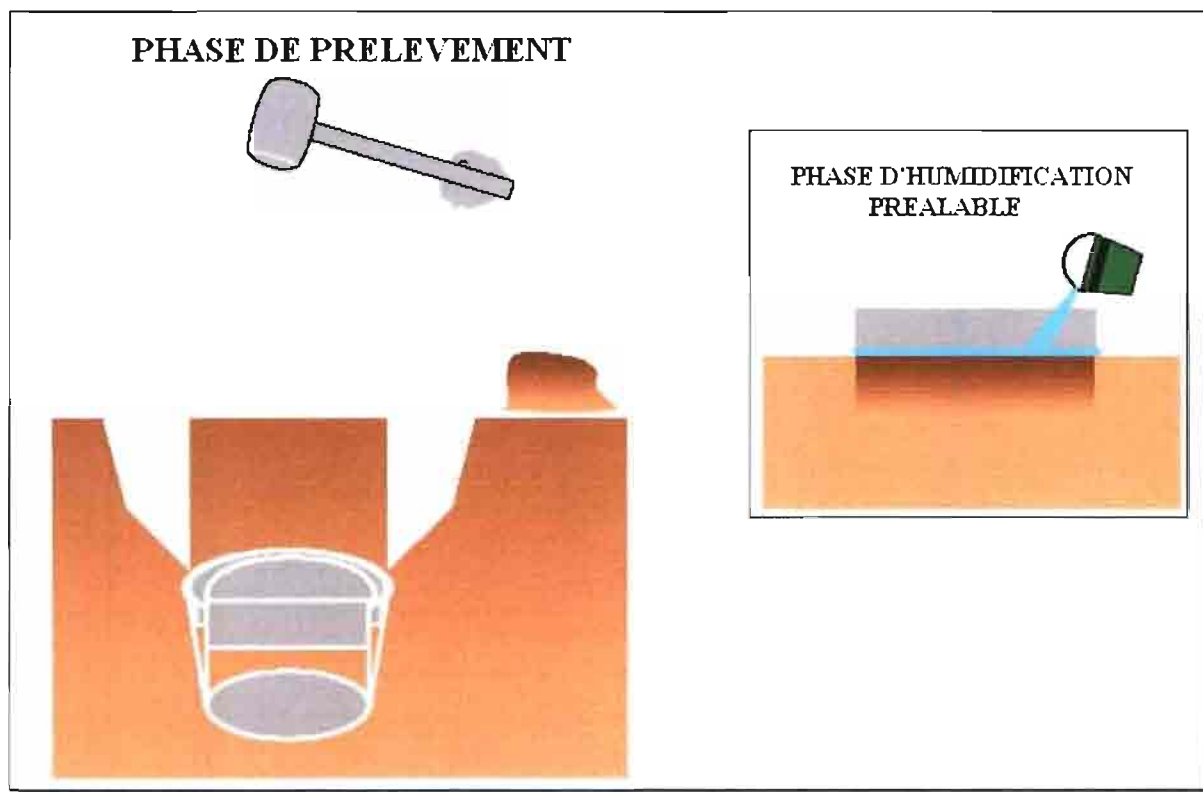


Figure 8 :Méthode de prélèvement d'une colonne de sol

3.2. Dispositif expérimental durant la phase d'humectation

Cinq niveaux correspondant aux profondeurs 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm et 50 cm ont été choisis sur la colonne de sol pour recevoir les TDR, les capteurs de tension et les capteurs de déplacement. Par souci de commodité, c'est sur le support des TDR que la tige mobile des capteurs de déplacements est posée à l'instant $T=0$

L'humectation de l'échantillon de sol est assurée par un dispositif constitué par un disque d'infiltration poreux en contact avec la surface du sol à travers lequel s'écoule l'eau provenant du bidon (figure 9). Un dispositif de vases de Mariotte placé à côté du bidon permet de maintenir nul le potentiel à la surface du sol : pour cela on mesure la distance entre le sommet de la colonne de sol et la sortie du cylindre puis cette hauteur considérée comme une charge de pression est compensée dans les éprouvettes. Ceci permet d'équilibrer les charges et de régulariser l'écoulement. Le bidon est placé au-dessus d'une balance électronique qui permet de donner à chaque instant le poids d'eau qui y reste.



Figure 9 : Dispositif d'humectation

3.3. Le dispositif expérimental en séchage

En séchage, le bidon, le disque poreux, la balance électronique et les éprouvettes sont supprimés. Les TDR, les capteurs de tensions et les capteurs de déplacement restent aux mêmes emplacements pour mesurer respectivement les teneurs en eau, les potentiels de pression et les déplacements du sol durant toute cette phase.

Pour suivre l'évolution du poids de la colonne, une balance est placée sous celle-ci ; à ce niveau, les données sont obtenues par des relevés journaliers.

3.4. Composition de l'eau d'infiltration

Pour les besoins de l'expérimentation, l'eau du Ngalenka a été reconstituée. Sa composition pour 10 litres est la suivante :

Composants	mmol.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	Pour 10 litres
NaHCO ₃	4.860	408.270	4082.700
MgCO ₃	1.200	101.172	1011.720
CaCO ₃	0.415	41.533	415.332
KCl	0.040	2.982	29.820
CaSO ₄	0.025	3.404	34.040
NaCl	0.010	0.5844	5.844

Tableau 1 : Composition chimique de l'eau reconstituée du Ngalenka

3.5. Etalonnage des appareils de mesure

a. Les capteurs électroniques de tension

L'étalonnage des capteurs de tension a pour objectifs de vérifier leur bon fonctionnement, d'établir une relation entre la tension de sortie mesurée et le potentiel de pression qui règne à l'intérieur du sol. Pour cette opération on procède comme suit :

A l'aide d'une pompe à vide, on crée une dépression qui correspond à une tension de sortie en millivolts. Pour chaque capteur, on répète l'opération pour différentes valeurs de dépression et à la fin on trace pour chacun une courbe qui donne la tension en mV en fonction de la dépression en cm de mercure (annexe 1).

Pour chaque courbe tracée, on détermine la courbe de tendance, l'équation et le coefficient de détermination (annexe 1). L'équation sera utilisée dans le traitement des données de ces capteurs.

Ces mesures se font à une température constante de 25°C et une tension d'alimentation de 12 Volts.

b. Les capteurs de déplacement

Pour l'étalonnage des capteurs de déplacement, il s'agit d'établir une relation entre la tension de sortie et le déplacement. Comme pour les capteurs de tension la température est de 25°C et la tension d'alimentation de 24 volts.

On fait varier la longueur de la tige mobile du capteur et on relève la tension correspondante. Cette opération est effectuée pour chaque capteur de déplacement. Les courbes de variation

du déplacement en fonction de la tension sont alors tracées, leurs équations ainsi que leurs coefficients de corrélation établies.

4. Le traitement des données

4.1. Les données TDR

Pour permettre une bonne exploitation des données, il fallait éliminer les valeurs aberrantes liées au dysfonctionnement du système entraîné par le fait que ces appareils ont des difficultés à s'adapter en sol argileux. Ainsi seuls les temps compris entre 4 et 10 nanosecondes ont été conservés. Après cela, le nombre de valeurs a été réduit en faisant un tri de 1 sur 6 puis homogénéisé en déterminant la moyenne mobile sur 30.

Ce pré-traitement permet de passer à la seconde phase qui consiste en la conversion des « time-delay » correspondant au temps de retour de l'onde terme de teneur en eau en utilisant l'équation de calibrage :

$$\theta = 0,0019x^2 + 0,039x - 0,2397$$

Ces conversions ont pour but de tracer les courbes de variation de la teneur en eau en fonction du temps. Ces courbes sont finalement ajustées en faisant passer un polynôme d'ordre 4.

4.2. Les données des capteurs de tension

Pour avoir de valeurs continues, il est nécessaire de suivre de très près la bonne marche des capteurs de tension. Pour se faire, il faut resaturer les capteurs quand ils sont décrochés: on parle de décrochement quand la tension à laquelle est soumise l'eau est supérieure à la tension inter faciale ; cela a pour conséquence une rupture de la liaison physique établie par l'eau entre le sol et la membrane du capteur de tension.

Les valeurs de tension enregistrées sur l'ordinateur sont récupérées puis subissent un tri de 1/10. Les conversions en potentiel de pression sont effectuées en utilisant les équations de calibrage des capteurs de tension. Les courbes de variation du potentiel de pression en fonction du temps sont ajustées avec des polynômes d'ordre 4 pour permettre d'interpoler des valeurs de tension lorsque le dispositif a décroché au cours de l'expérimentation.

4.3. Les données de déplacement

Les données brutes de déplacement exprimées en mV sont converties en millimètres (mm) à l'aide des équations de calibrage déterminées auparavant.

4.4. Les données de poids

Lors de l'infiltration, la courbe de perte de poids du bidon d'eau en fonction du temps est tracée grâce aux données enregistrées par l'un des ordinateurs. Par conversion de cette variation de poids en variation de hauteur, on obtient l'évolution de la hauteur de l'eau pendant tout le temps que dure l'infiltration grâce à la formule :

$$\Delta H = \frac{\Delta V}{S} = \frac{\Delta V}{\pi \cdot (D^2/4)}$$

H= hauteur d'eau en cm

V= volume d'eau infiltré en cm³

S= section de la colonne de sol en cm²

D= diamètre de la colonne de sol

Les variations du poids de toute la colonne sont suivies pendant la phase de séchage et la courbe de variation du poids est tracée puis ajustée par un polynôme d'ordre 4.

4.5. Calcul des teneurs en eau volumiques

Au cours de l'expérimentation comme dans la réalité, c'est à dire lorsque le sol ou l'échantillon se gonfle ou se rétracte, il y a une variation assez sensible du volume. Or les teneurs en eau que nous avons calculées ne tenaient pas compte de cela. La variation de volume peut être assimilée à une variation de densité et sera utilisée dans le calcul de teneurs en eau qui seront considérées comme plus proches de la réalité et seront en définitive comparées aux teneurs en eau pour un volume de sol supposé constant. Pour le calcul de ces teneurs, on a considéré pour chaque profondeur, une densité sèche de départ donnée par les analyses faites sur ces sols. Ces différentes valeurs de densité sont consignées dans le tableau 2 :

Niveau	Profondeur (cm)	Densité sèche
1	10	1.78
2	20	1.88
3	30	1.93
4	40	1.85
5	50	1.85

Tableau 2 : Données de densité sèche à différents niveaux du sol de Fanaye

$$\text{Variation de longueur : } \frac{dL}{L} = \frac{L}{L_0}$$

$$\text{Variation de volume : } \frac{dV}{V} = \left[\frac{L}{L_0} \right]^3$$

$$\text{Densité apparente : } Da = \frac{Das}{\frac{dV}{V}}$$

$$\theta = \theta_m . Da$$

L= hauteur de l'échantillon temps t

L₀= hauteur initial de l'échantillon

Da= densité apparente de l'échantillon calculée

Das=densité apparente sèche de l'échantillon

θ_v = teneur en eau tenant compte des variations de volume du sol

θ_m = teneur en eau expérimentale

A partir de cette densité apparente sèche, on calcule la densité qui tient compte de la variation de volume en utilisant les formules écrites ci-dessus. Ces formules donnent en effet les variations de hauteur, desquelles on déduit les variations de volume et finalement la densité apparente.

Chapitre 3 : Les étapes de la modélisation numérique des transferts hydriques

1. Détermination des paramètres hydrodynamiques

La connaissance des paramètres hydrodynamiques du sol est nécessaire pour la simulation des transferts d'eau. Ils sont déterminés dans ce cas de figure à l'aide des courbes $\theta(h)$ et $K(\theta)$.

1.1. Traçage des courbes $\theta(h)$

Les courbes $\theta(h)$ permettent de mieux voir la relation entre le potentiel de pression du sol et les teneurs en eau : ces courbes ont été tracées grâce à « Sigma plot », un logiciel très pratique pour les calculs itératifs et les représentations graphiques.

C'est l'équation de Van Genuchten (1980) qui a été utilisée pour l'ajustement de ces courbes, elle a permis en outre de calculer les nouvelles valeurs de teneurs en eau, et de trouver les paramètres qui entrent dans ces formules. Ces paramètres sont constants pour chaque niveau mais ils varient d'un niveau à l'autre :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

Ainsi pour chaque niveau étudié, les paramètres de l'équation de Van Genuchten ont été calculés il s'agit de :

θ_s = teneur en eau à saturation

θ_r = teneur en eau résiduelle

h = potentiel de pression

n et m = constante empiriques

les contraintes pour ces calculs sont : $\theta_r > 0$; $\theta_s > \theta_r$ et $n > 1$

1.2. Traçage des courbes $K(\theta)$

La réalisation des courbes $K(\theta)$ a nécessité le calcul des conductivité hydraulique K et des teneurs en eau θ . Les teneurs en eau utilisées dans ces derniers calculs sont celles calculées à partir de l'équation de Van Genuchten $\theta(h)$.

La conductivité hydraulique est donnée par la formule qui est déduite de la loi de Darcy généralisée en écoulement mono dimensionnel :

$$q = -K \frac{dh}{dz} \Rightarrow K = -q \frac{dz}{dh}$$

Par ailleurs, l'équation de continuité impose :

$$\frac{dq}{dz} = \frac{d\theta}{dt} \Rightarrow q = \frac{d\theta}{dt} dz - q_0 \text{ et } q_0 = \frac{P}{ST} \text{ avec}$$

K= la conductivité hydraulique

q= le flux à travers l'échantillon de sol

q₀= le flux à la surface de la colonne de sol

P=poids de la colonne de sol

S=section de la colonne de sol

T=Temps

Les valeurs de K et θ calculés avec Excel sont introduites dans sigma plot. L'ajustement de ces courbes est réalisé en utilisant le modèle mathématique de Van Genuchten qui donne de nouvelles valeurs de K ainsi que celles des paramètres de l'équation. Des courbes $K(\theta)$ avec les conductivités hydrauliques nouvellement trouvées sont tracées puis comparées aux premières.

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$

K= conductivité hydraulique

K_s= conductivité hydraulique à saturation

θ_s = teneur en eau à saturation

θ_r = teneur en eau résiduelle

m et n sont des constantes empiriques

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

Les courbes $\theta(h)$ et $K(\theta)$ ont été construites à partir des valeurs de teneurs en eau, de potentiel de pression, de déplacement et de poids obtenues durant la phase de séchage.

Ces calculs ont été effectués avec les teneurs en eau soit en considérant un volume de sol constant ou alors un volume de sol déformable. Dans un cas comme dans l'autre, ces

opérations ont pour but de trouver les paramètres hydrodynamiques de l'échantillon de sol qui seront utilisés dans la simulation des transferts hydriques.

2. La simulation des transferts hydriques

Le développement de la modélisation numérique dans tous les domaines de la recherche se justifie parce qu'elle permet d'anticiper un projet, un problème et par conséquent de l'éviter ou d'y apporter la meilleure solution.

C'est dans cette logique que les pédologues ont travaillé sur la modélisation des transferts d'eau et de solutés en milieux agricoles.

2.1. Description du modèle Hydrus-2D

Plusieurs modèles sont utilisés pour la simulation des transferts d'eau et de solutés dans le sol ; le modèle Hydrus – 2D a été utilisé pour ce travail.

Développé par U.S Salinity Laboratory, U.S Department of Agriculture, Agriculture Research Service, il est employé pour simuler en 2D les transferts d'eau, de température, de solutés. Il utilise l'équation de Richards qui permet de suivre le transfert d'eau en milieu non saturé :

$$\text{div}(K_{\text{grad}}(h + z)) - c(h) \frac{dh}{dt} = 0$$

Hydrus-2D permet de prédire les transferts de température et / ou de solutés, il permet aussi par l'étude d'un nombre limité d'échantillons d'extrapoler ces transferts dans l'espace et dans le temps et pour d'autres types de sol.

Hydrus-2D comprend plusieurs modules :

Hydrus-2D le programme principal ;

Project Manager le module qui permet de créer un projet, d'ouvrir, de renommer ...

Meshgen 2D qui permet la discrétisation en 2D de la zone du transfert en un triangle non structuré et la définition de limites et de courbes internes ;

Boundary : le module qui spécifie les conditions initiales et les conditions aux limites de la zone choisie pour le transfert, il définit la distribution spatiale des autres paramètres qui caractérisent la zone de transfert ;

Hydrus 2 le module qui permet la mise en œuvre de la simulation ;

Graphics qui permet la présentation des résultats de la simulation sous forme de cartes, de figures, courbes.

Procédé de la simulation

Il faut donner au programme Hydrus-2D les informations nécessaires à la simulation :

- le type de transfert : transfert hydrique vertical
- les informations géométriques : transfert sur une colonne de 60 cm de hauteur et 23 cm de diamètre
- la durée de la simulation : 45 jours
- le modèle hydraulique utilisé : Van Genuchten
- introduction des paramètres hydrodynamiques
- la définition des conditions aux limites : une pression constante nulle en surface et un drainage libre à la limite inférieure.

Troisième partie : Résultats et discussions

Chapitre 1 : Les résultats expérimentaux

Dans cette partie , nous présentons les résultats expérimentaux obtenus aussi bien pour la phase d'humectation que pour la phase de séchage.

1. La phase d'humectation

Durant l'humectation, le dysfonctionnement des TDR et des capteurs de tension n'a pas permis une exploitabilité de ces données. Cependant, les variations de la hauteur d'eau infiltrée ainsi que celles de la hauteur de la colonne ont pu être suivies :

1.1. La hauteur d'eau infiltrée

La figure 10 montre une augmentation de la hauteur d'eau infiltrée au cours de la phase d'infiltration.

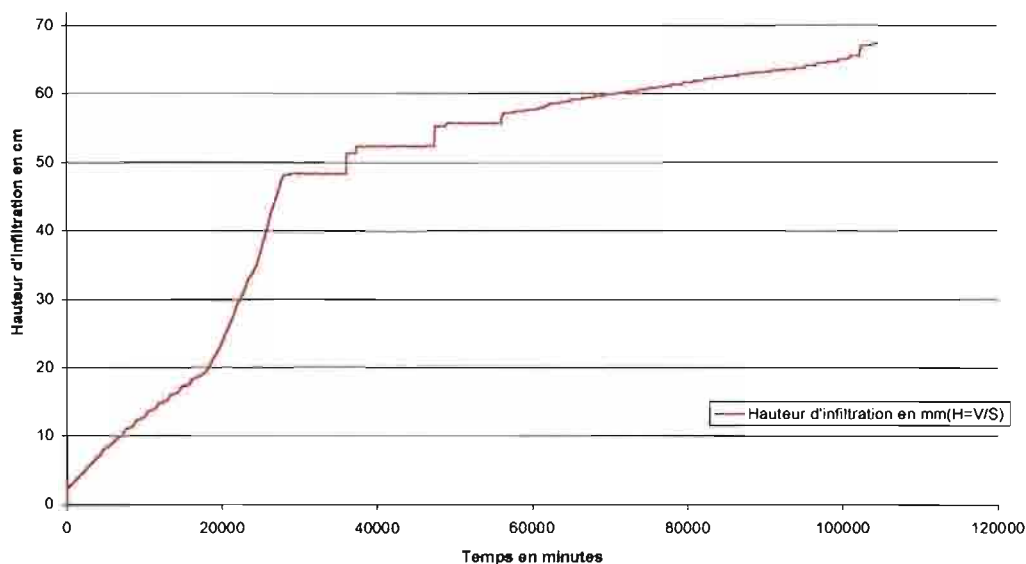


Figure 10 : Courbe d'évolution de la hauteur d'eau infiltrée au cours de l'infiltration

Nous notons au niveau de la courbe (figure 10) des changements de pente liés à une modification de la vitesse d'infiltration qui passe de $1,65.10^{-5}$ cm/s entre le premier et le quatorzième jour (environ 20000 minutes) à $7,86.10^{-5}$ cm/s entre le quatorzième jour et le vingt et unième jour (environ 30000 minutes). A partir de cet instant, nous notons une pente

unique traduisant une quasi constance de la vitesse d'infiltration à $0,28.10^{-5}$ cm/s jusqu'à la fin de la phase d'humectation.

1.2. La variation de hauteur de la colonne

Elle est matérialisée par la figure 11 qui montre une augmentation de la hauteur de la colonne durant l'humectation.

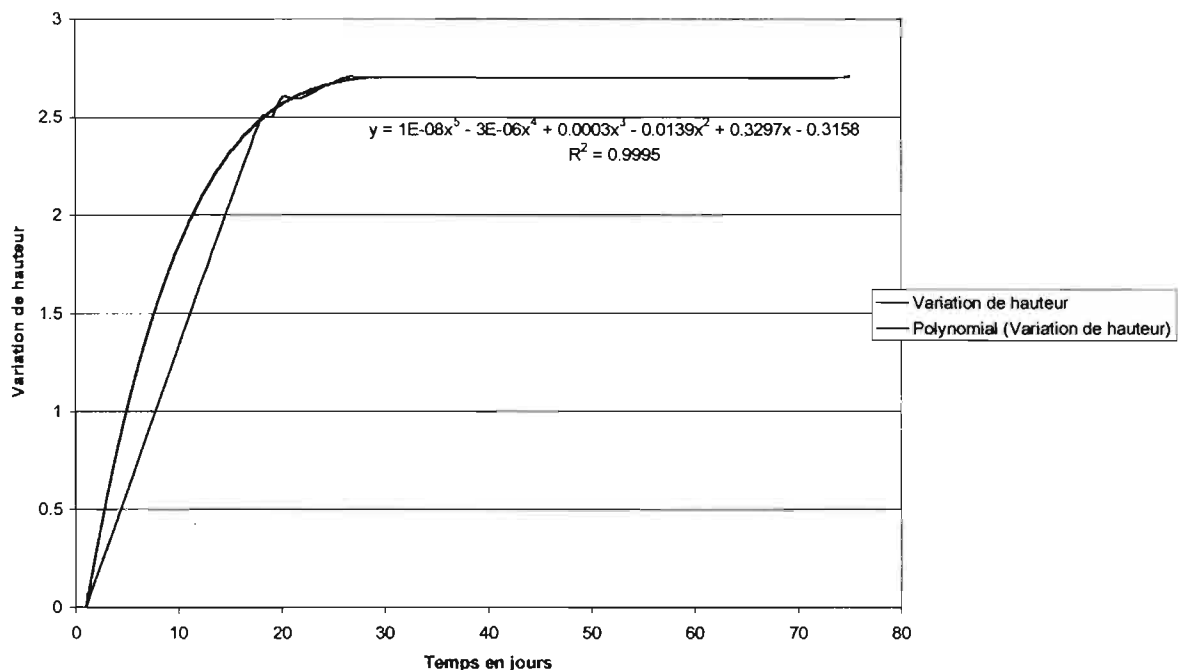


Figure 11 : Courbe d'évolution de la hauteur de la colonne durant l'humectation

Au cours de la phase d'humectation, l'augmentation de la hauteur d'eau s'accompagne d'un accroissement de la hauteur de la colonne de sol. Cette dernière augmente d'environ 2.75 cm durant les vingt premiers jours de l'humectation puis se stabilise au cours du temps (figure 11). La figure 10 montre une hauteur d'eau infiltrée qui a atteint presque 70 cm à l'issue de la phase d'humectation, avec cependant des vitesses d'infiltration différentes qui décroissent à la fin de cette phase. Cela marque une saturation de l'échantillon de sol confirmée par la stabilisation de la hauteur de la colonne de sol (figure 11).

2. La phase de séchage

C'est la plus longue phase de l'expérimentation qui a abouti à des résultats qui ont pu être exploités et ont permis de suivre l'évolution de la teneur en eau, du potentiel de pression, du déplacement à l'aide des courbes des figures 12, 13, 14, 15, 16 et 17.

2.1. Les variations de teneur en eau

La figure 12 montre la variation de la teneur en eau pour chaque niveau de la colonne de sol. Pour causes de défaillances techniques, le TDR du niveau 4 n'a pas fonctionné correctement et donc il est impossible de connaître la variation de la teneur en eau à 40 cm de profondeur. Toutefois, les autres données montrent qu'entre la surface et 20 cm de profondeur, les teneurs en eau dans la colonne ont diminué sensiblement durant le séchage. Ce n'est cependant pas le cas au bas de la colonne entre 40 et 60 cm de profondeur où elles ne varient presque pas. Ces observations montrent un séchage très lent qui n'a atteint que la partie superficielle de la colonne de sol.

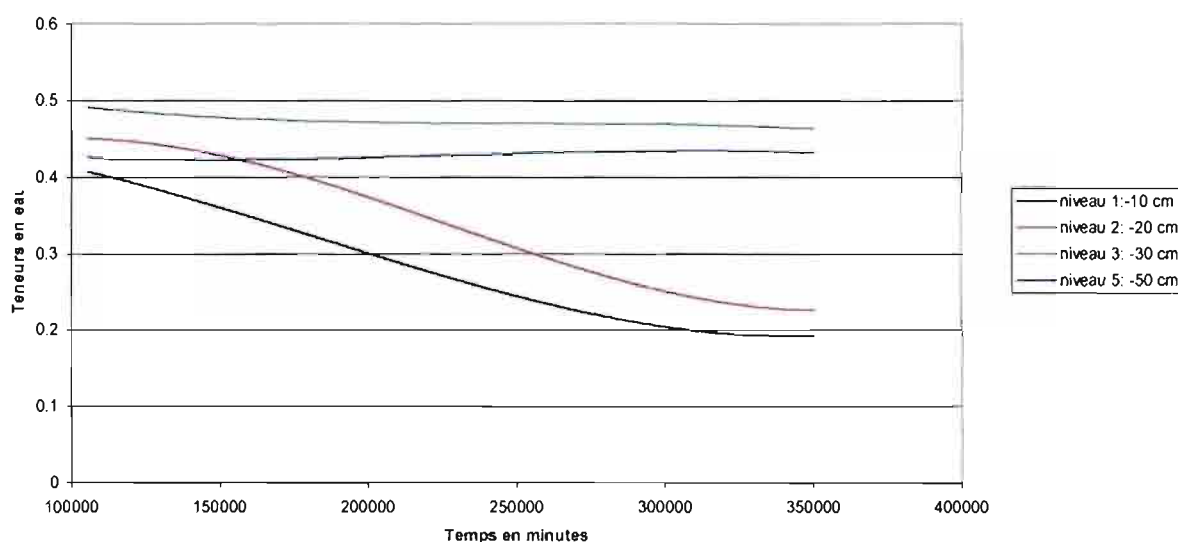


Figure 12 : Courbe de variation de la teneur en eau durant le séchage

2.2. Les variations de potentiels de pression

La réduction du potentiel de pression à l'intérieur de la colonne est montrée par la figure 13 :

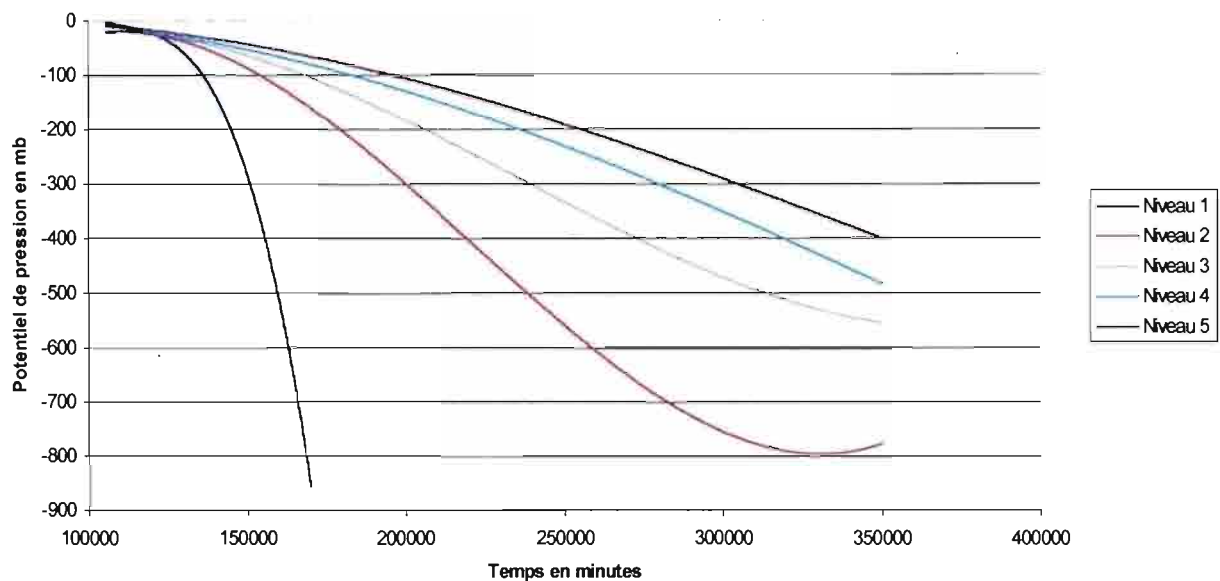


Figure 13 : Variation du potentiel de pression au cours du séchage

Contrairement aux teneurs en eau, le potentiel de pression diminue sur toute la colonne durant le séchage avec néanmoins des différences notables quand on passe d'un niveau à un autre. Ces valeurs négatives du potentiel de pression sont conventionnelles et traduisent de fortes pression de succion à l'intérieur de la colonne.

La variation du potentiel de pression en surface est très rapide durant le temps de séchage ; plus la profondeur est importante, plus elle devient faible et tend à se stabiliser vers les niveaux profonds à partir de 330000 minutes environ 230 jours. Ce temps de stabilisation croît avec la profondeur. La comparaison des courbes de variation de teneur en eau et de potentiel de pression, montre que le départ d'eau s'accompagne d'une réduction du potentiel de pression. Cependant, au niveau des horizons profonds entre 30 et 60 cm, le potentiel varie moins ce qui corrobore les observations selon lesquelles la colonne a plus séché en surface qu'en profondeur.

2.3. Les variations du déplacement dans la colonne de sol

Ces variations peuvent se faire aussi bien verticalement que latéralement (figure14 et figure 15).

a. Variation verticale du déplacement

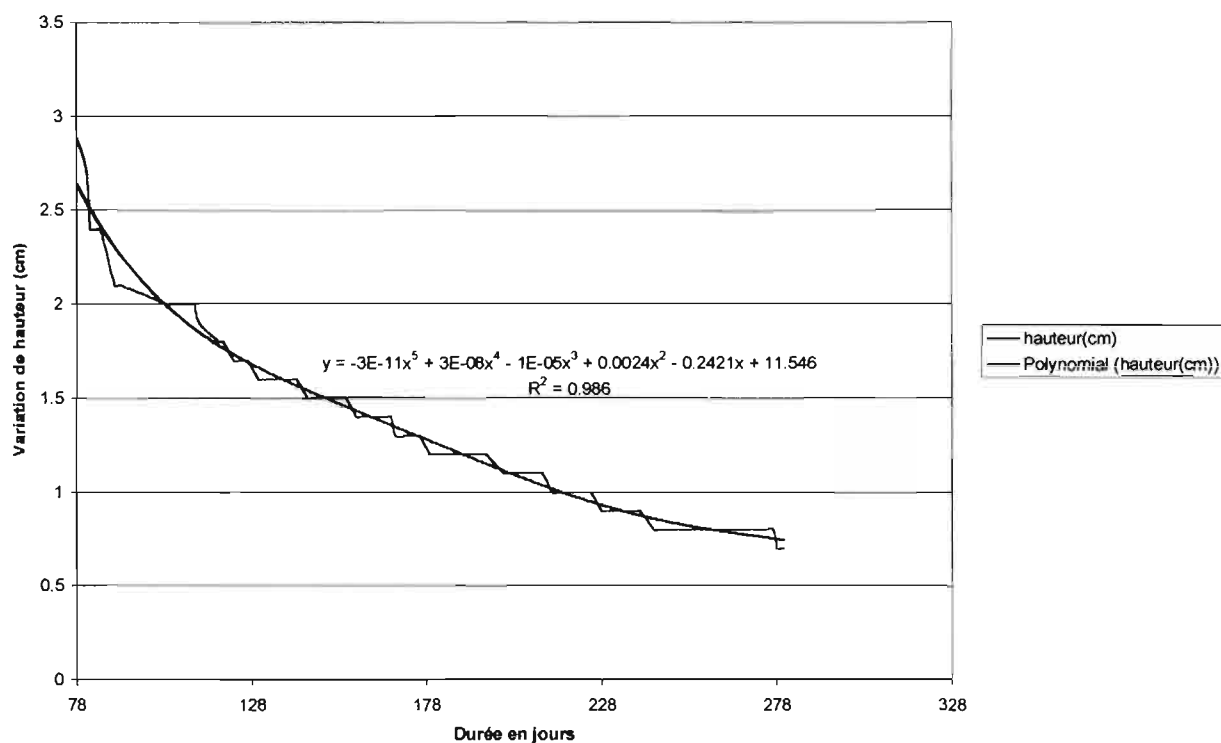


Figure 14 : Variation de la hauteur de la colonne durant le séchage

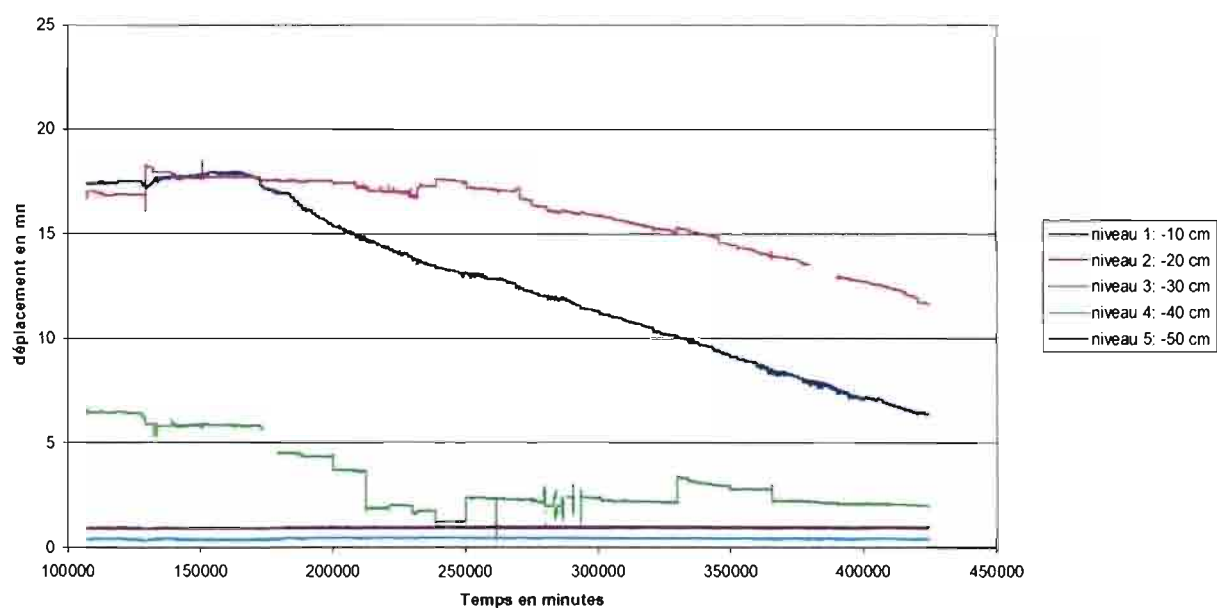


Figure 15: Variation du déplacement vertical dans la colonne de sol

A l'image des courbes de variation de potentiel de pression et de teneur en eau, deux tendances s'expriment dans le déplacement vertical (figure 15) : une partie superficielle entre

0 et 30 cm où le déplacement est net et une partie profonde entre 40 et 60 cm où le sol ne bouge presque pas. Toutefois le retrait est plus important en surface (10 mm) pour le premier niveau, alors qu'il est de 5 mm pour le second et seulement 3 mm pour le troisième niveau.

La courbe de variation de la hauteur de la colonne (figure 14) permet de constater une réduction de hauteur de l'ordre de 2 cm durant toute la durée du séchage. En faisant la somme des déplacements montrés par la figure 15, on trouve presque la même valeur. On peut en déduire que la variation de hauteur de la colonne est en définitive la somme des déplacements infinitésimaux.

b. Le déplacement latéral

Il est suivi durant toute l'expérimentation et est exprimé par la variation du diamètre du sol :

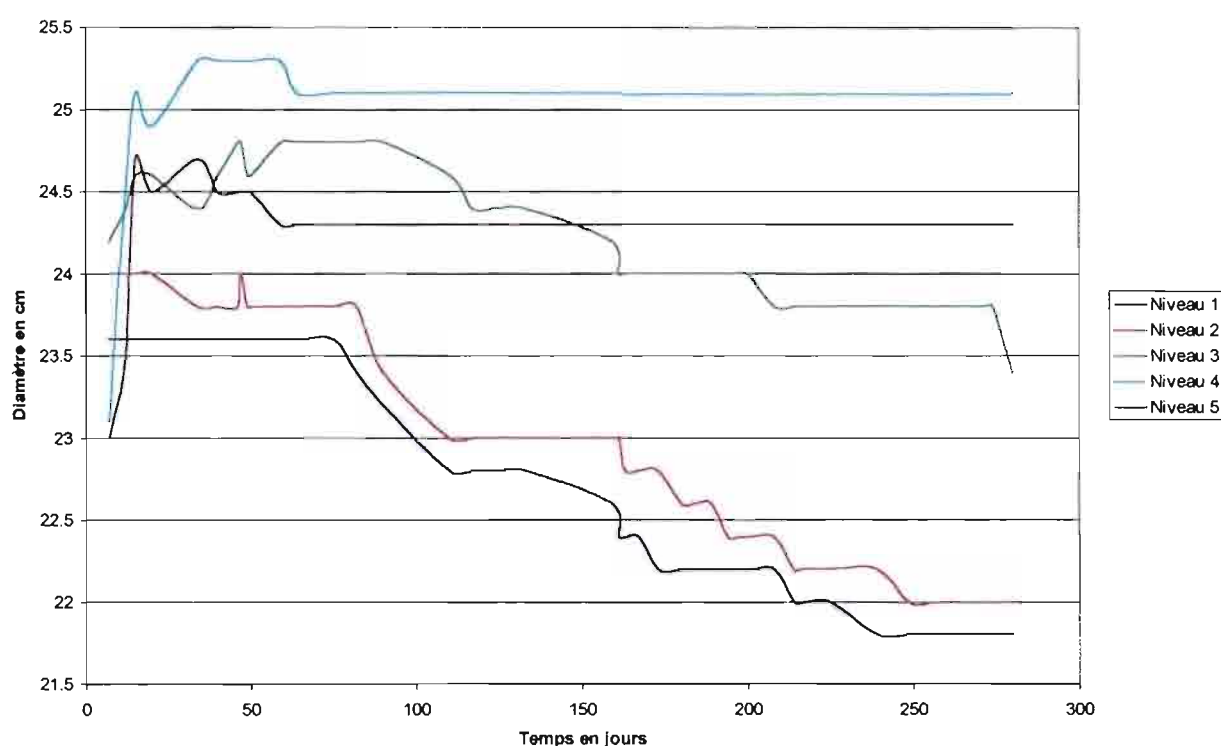


Figure 16: Variation du diamètre de la colonne durant l'expérimentation

On constate que le diamètre de la colonne de sol varie à différents niveaux et que cette variation n'est pas uniforme dans le temps. Pendant l'humectation, le diamètre de la colonne augmente de l'ordre de 1 à 2,5 centimètres entre la surface et le bas. Tandis que durant le séchage, seule la partie supérieure du sol subit une réduction de son diamètre variant entre 1.5 et 2 cm. Au bas de la colonne (niveau 4 et 5), il demeure constant. Ce qui permet de dire qu'en plus du déplacement vertical mesuré par les capteurs de déplacement, la colonne de sol

présente des variations latérales significatives : le déplacement dans la colonne de sol (gonflement et retrait) s'effectue aussi bien dans le plan vertical que dans le plan latéral.

2.4 La variation du poids de la colonne

Le poids de la colonne a été suivi durant tout le séchage et son évolution est montrée par la figure 17:

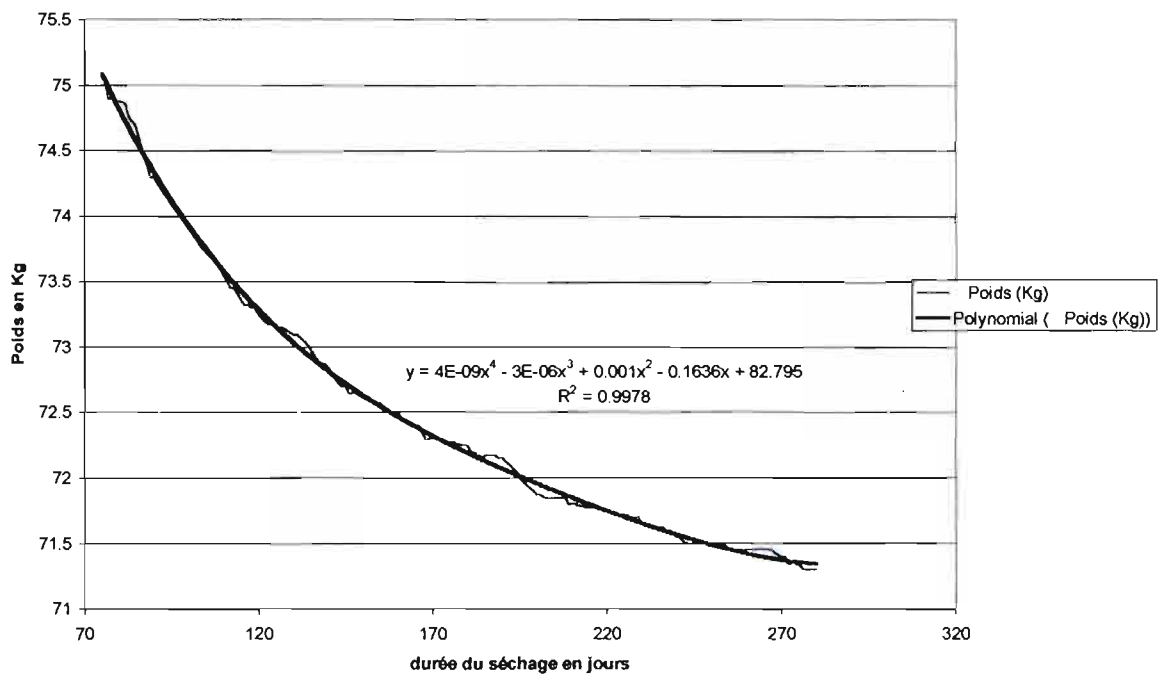


Figure 17: Evolution du poids de la colonne durant la phase de séchage

Au cours du séchage, le poids de la colonne a diminué, il est passé de 75 kilogrammes en début d'expérience à 71.3 kilogrammes à la fin de celle-ci, soit une perte de poids de l'ordre de 3.7 kilogrammes qui permet de calculer le flux d'évaporation.

3. Conclusion

L'analyse des courbes de variations de la teneur en eau, du potentiel de pression, du déplacement horizontal et vertical a permis de mettre en évidence deux comportements de l'échantillon de sol :

- une partie superficielle (entre 0 et 30 cm de profondeur) où se déroule l'essentiel du retrait qui se manifeste par une diminution des teneurs en eau ainsi que du potentiel de pression ;

- une partie profonde entre 30 et 60 cm où le retrait est pratiquement nul et où la teneur en eau et le potentiel de pression varient peu.
- Ces résultats expérimentaux montrent par ailleurs que le volume de cet échantillon de sol diminue aussi bien verticalement que latéralement.

A plus grande échelle, nous pouvons dire qu'au niveau de cette zone de la vallée du fleuve Sénégal les sols argileux gonflent où se rétractent en fonction des saisons et ces phénomènes de variation de volume s'effectuent verticalement et latéralement.

Pour une bonne détermination des paramètres hydrodynamiques nécessaires pour une simulation numérique, il est important d'intégrer les variations de volume du sol.

Chapitre 2 : Les paramètres hydrodynamiques

1. Détermination des paramètres hydrodynamiques

La variation de volume de l'échantillon de sol est intégrée dans le calcul des paramètres hydrodynamiques qui sont comparés à ceux déterminés dans le cas d'un volume de sol constant.

1.1. Sans variation de volume

a. Courbes $h(\theta)$

Lorsque le sol est supposé inerte, la courbe de variation du potentiel de pression en fonction de la teneur en eau (figure 18) montre une variation plus rapide de du potentiel de pression à 10 cm de profondeur et des teneurs en eau plus grandes à 20 cm de profondeur.

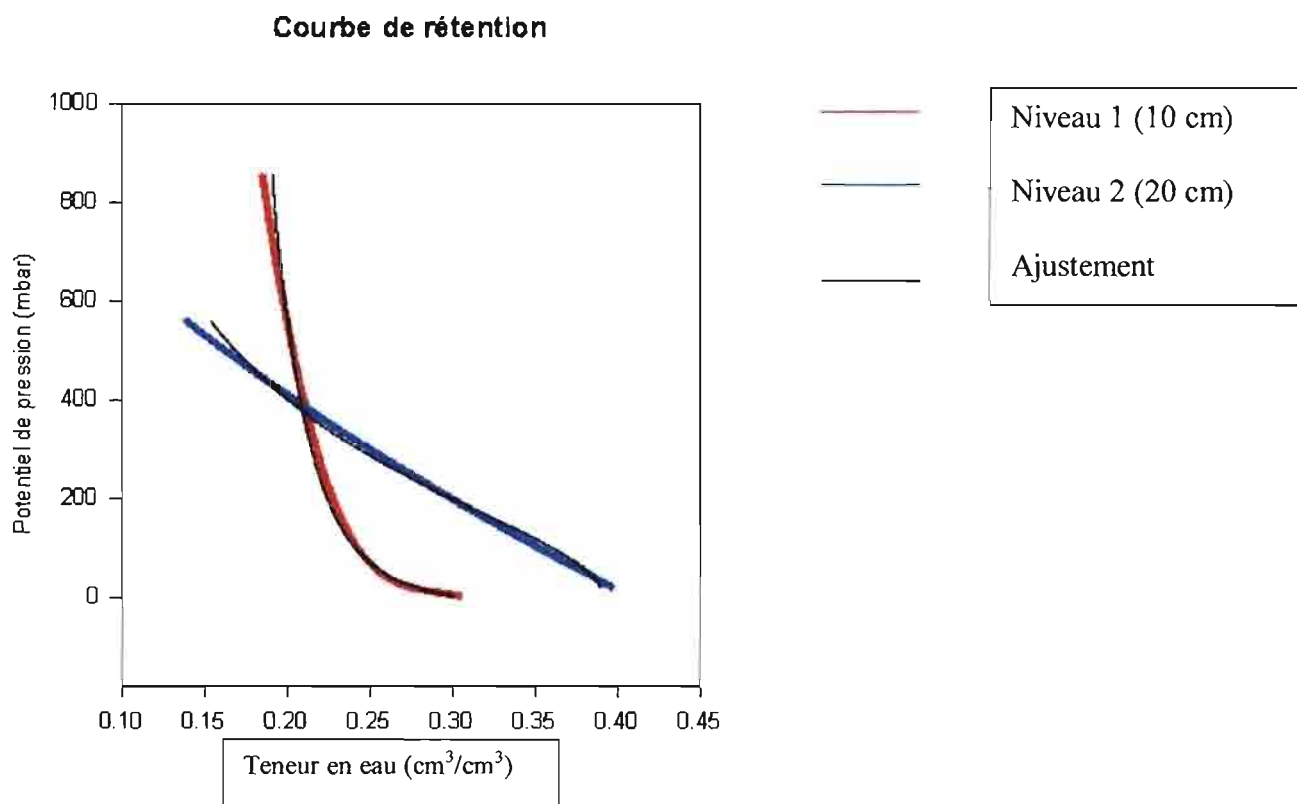


Figure 18: Courbe de rétention aux profondeurs 10 et 20 cm

Les paramètres qui sont consignés dans le tableau 3 ont été obtenus par l'ajustement des courbes $h(\theta)$ (des données expérimentales) à l'aide du modèle mathématique de Van Genuchten:

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

b. Courbes $K(\theta)$

La figure 19 montre qu'à 10 et 20 cm de profondeur, la conductivité hydraulique diminue quand la teneur en eau baisse dans le sol. Comme le montre la figure 17, on note une baisse plus rapide de la conductivité hydraulique à 10 cm de profondeur. En l'absence d'étude minéralogique et granulométrique détaillée de ce sol, la cause de ce comportement différencié ne peut être précisée.

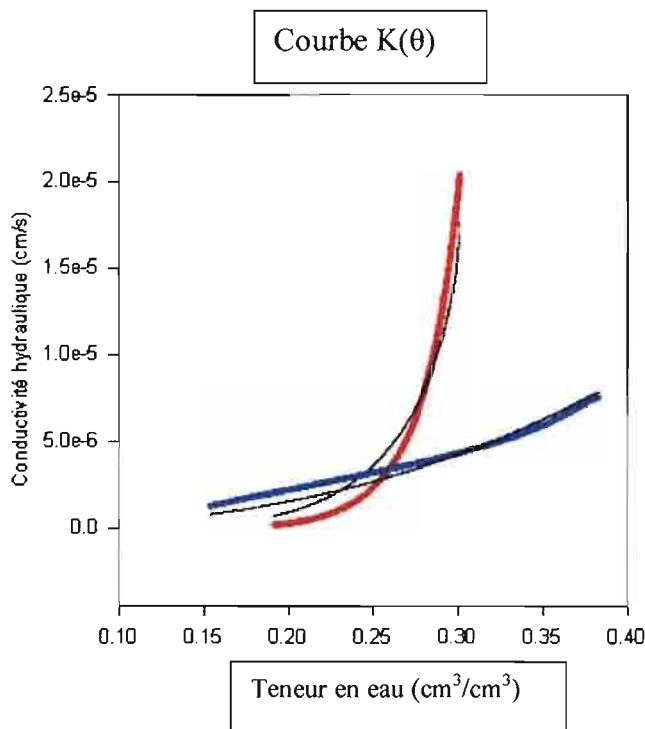


Figure 19: Les courbes de conductivité hydraulique aux profondeurs 10 et 20 cm

Le logiciel sigma plot a permis la détermination pour chaque niveau de la colonne de sol des paramètres ci-dessus obtenus par l'ajustement de courbes $K(\theta)$ avec l'équation de Van Genuchten:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left(1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right)^2$$

Les paramètres hydrodynamiques calculés, ne montrent pas de grandes différences quand on passe d'un niveau à un autre (tableau 3).

Paramètres	Niveau 1 (10 cm de profondeur)	Niveau 2 (20 cm de profondeur)
θ_r	$5,203.10^{-9}$	$2,4746.10^{-9}$
θ_s	0,3065	0,3911
K_s (cm/s)	$1,805.10^{-5}$	$1,495.10^{-5}$
α	0,0765	$4,22.10^{-3}$
n	1,113	1,989

Tableau 3: Les paramètres hydrodynamiques pour un volume de sol supposé constant aux profondeurs 10 et 20 cm

1.2. Avec variation de volume

a. courbes $\theta(h)$

Lorsque les variations de volume de l'échantillon de sol sont prises en compte dans le calcul des paramètres hydrodynamiques, les courbes de rétention aux profondeurs 10 et 20 cm (figure 20) gardent la même allure avec cependant des différences qui seront plus visibles au niveau des paramètres hydrodynamiques calculés (tableau 4).

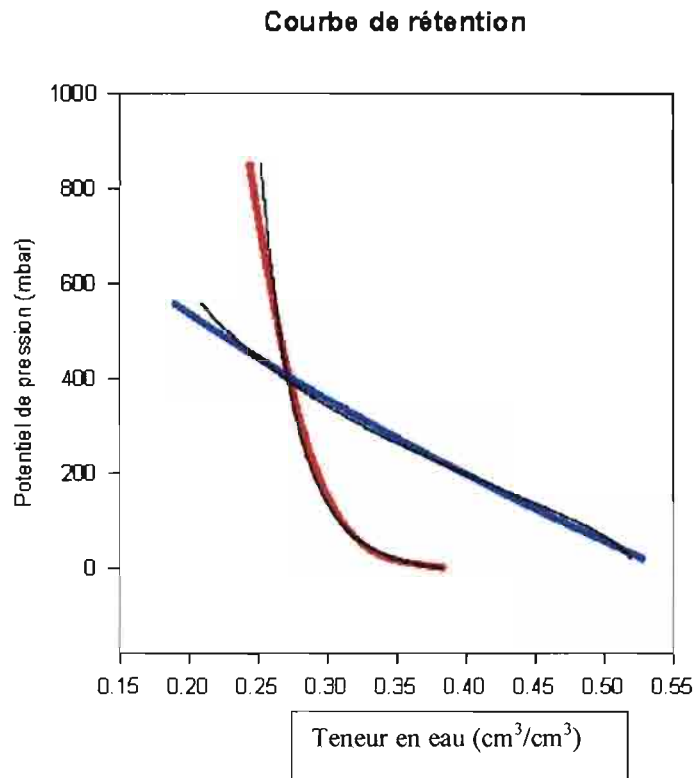


Figure 20: Les courbes $h(\theta)$ pour les deux premiers niveaux de la colonne de sol

b. Courbes $K(\theta)$

La figure 21 montre également une réduction de la conductivité hydraulique tout au long du séchage, cependant en considérant un sol déformable, la gamme de teneur en eau du sol est plus importante. La différence est plus nette au niveau du calcul des paramètres hydrodynamiques pour ce cas-ci (tableau 4).

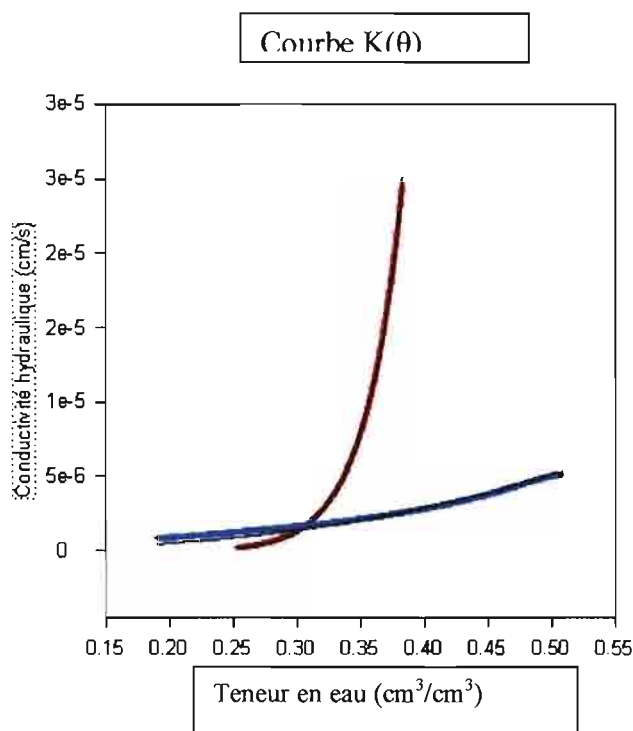


Figure 21: Les courbes de conductivité hydraulique aux profondeurs 10 et 20 cm

Paramètres	Niveau 1 (10 cm de profondeur)	Niveau 2 (20 cm de profondeur)
θ_r	$5,767.10^{-9}$	$3,339.10^{-9}$
θ_s	0,3912	0,5215
K_s (cm/s)	$3,8.10^{-4}$	$2,887.10^{-5}$
α	0,1035	$4,237.10^{-3}$
n	1,097	1,964

Tableau 4: Les paramètres hydrodynamiques pour un volume variable à 10 et 20 cm

Les paramètres hydrodynamiques de la colonne sol (tableau 3 et tableau 4) montrent une différence entre les deux cas considérés. Ces résultats se dégageaient déjà au niveau des courbes de rétention et de conductivité hydraulique et donnent des conductivités hydrauliques à saturation plus grandes quand la variation de volume du sol est prise en compte. Par ailleurs on note une différence dans le comportement des courbes de rétention et conductivité

hydraulique quand on passe du niveau 1 au niveau 2: en effet qu'on prenne en compte les variations de volume de l'échantillon de sol ou pas, les figures 18, 19, 20 et 21 montrent un niveau 1 (10 cm de profondeur) où le potentiel de pression et la conductivité hydraulique varient rapidement par rapport au niveau 2 (20 cm de profondeur). Cette variabilité du comportement du sol serait liée à la nature minéralogique de ces horizons. Ceci s'explique par le fait que l'échantillon de sol est hétérogène et que le niveau 2 serait plus argileux que le niveau 1.

Ces paramètres hydrodynamiques vont être utilisés pour la modélisation numérique des transferts hydriques dans la colonne de sol. L'idéal est de faire la simulation avec les paramètres hydrodynamiques déterminés aussi bien en infiltration qu'en séchage, mais les problèmes de fonctionnement des TDR et des capteurs de tension en infiltration ont fait que les données ne sont pas exploitables, aussi nous allons effectuer la modélisation avec les paramètres hydrodynamiques calculés lors de la phase de séchage.

Chapitre 3- Les résultats de la simulation

1. Simulation des transferts d'eau sans considérer les propriétés de retrait et gonflement

Les résultats sont présentés sous forme de courbes de potentiel de pression, de teneur en eau en fonction du temps ; de flux d'entrée et de flux de sortie en fonction du temps ; de cumul de flux d'entrée et de cumul de flux de sortie (figures 22 à 33). Lors de cette simulation en infiltration d'eau aussi bien pour cas où le sol est considéré comme inerte que pour celui où les variations de volume sont intégrés, note une baisse du potentiel de pression (figures 22 et 28), une augmentation de la teneur en eau (figures 23 et 29). De sensibles différences ont été ainsi mises en évidence.

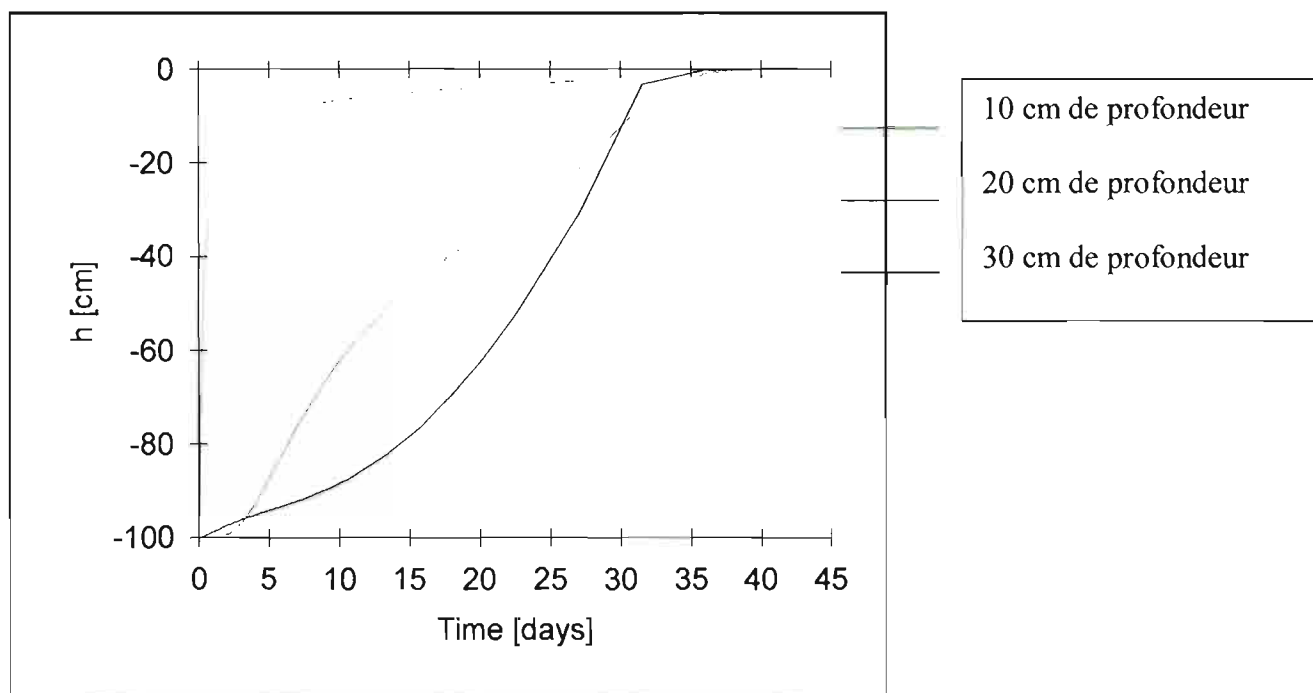


Figure 22: Variation du potentiel de pression au cours de la simulation

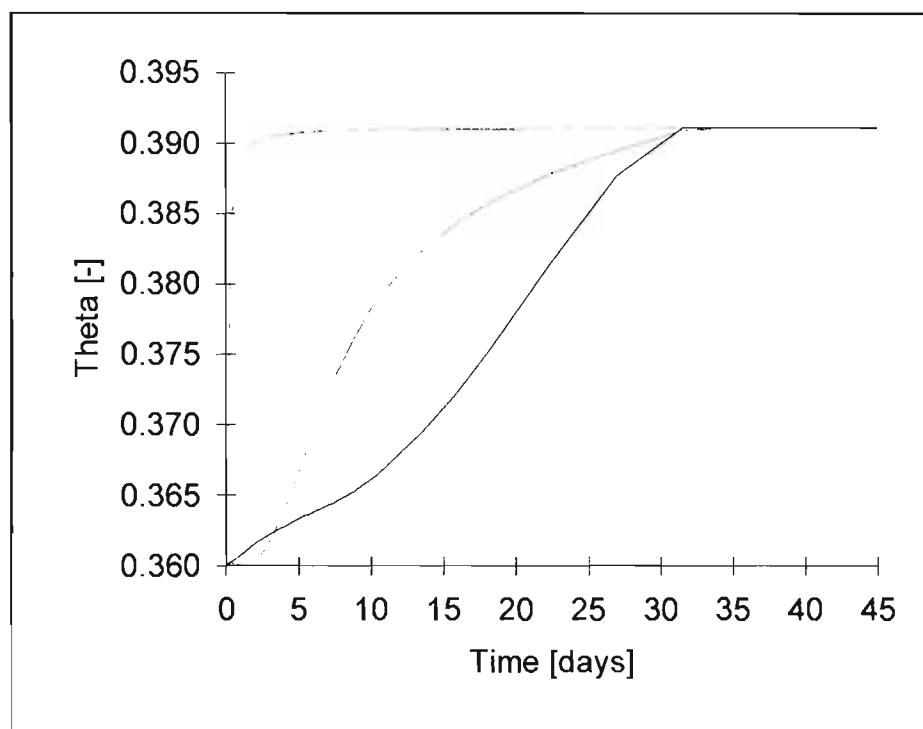


Figure 23 : Variation de la teneur en eau au cours de la simulation

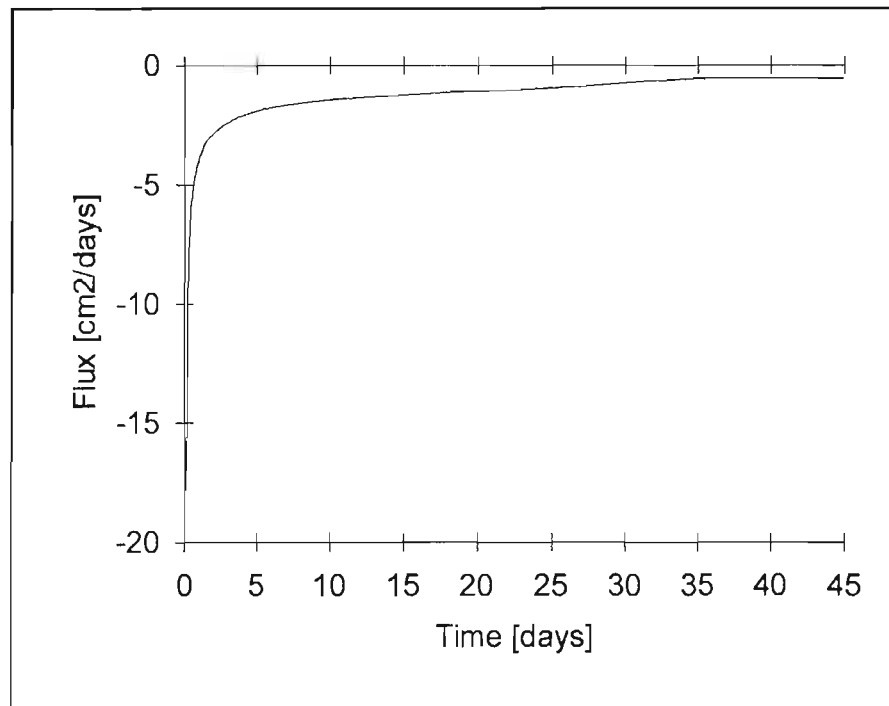


Figure 24 : Variation du flux d'entrée au cours de la simulation

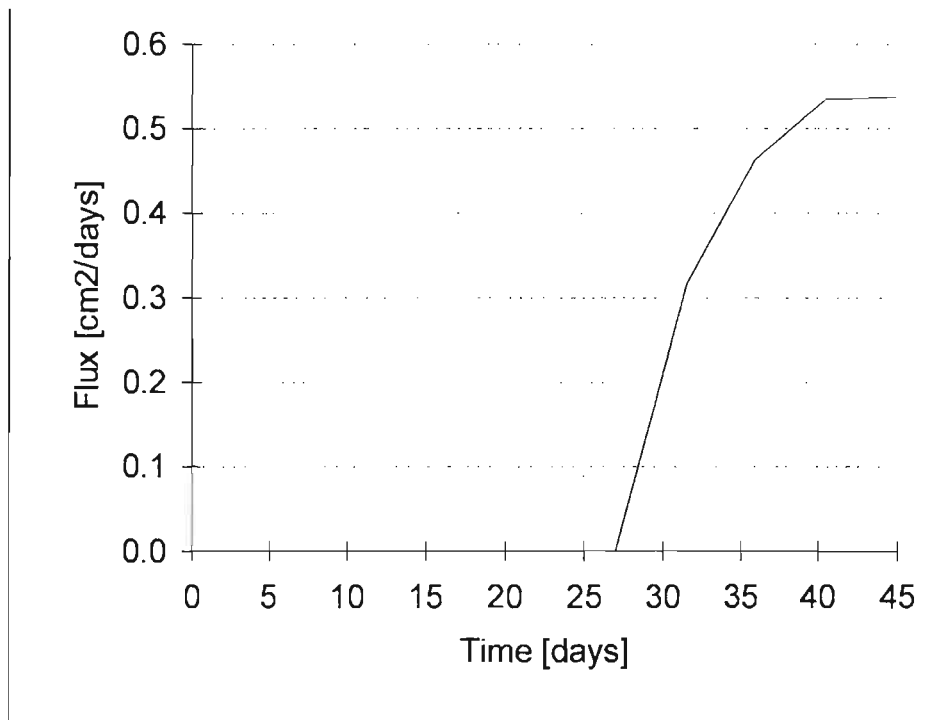


Figure 25: Variation du flux de sortie (drainage) au cours de la simulation

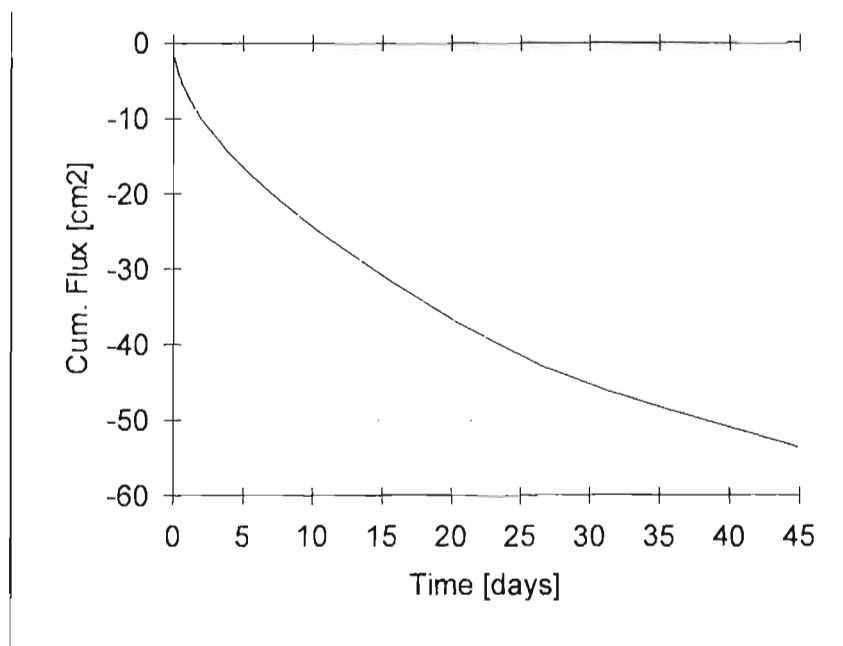


Figure 26: Flux d'entrée cumulés au cours de la simulation

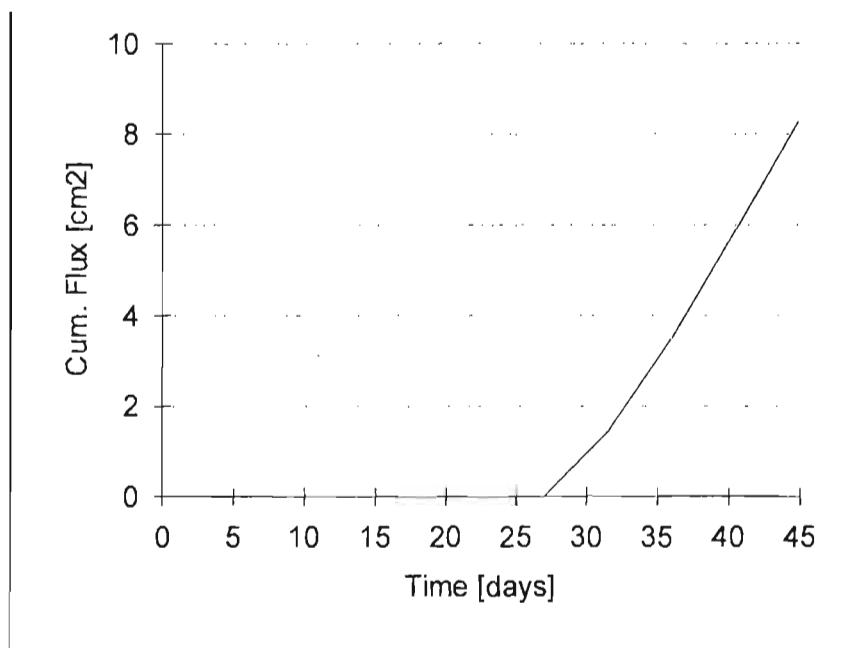


Figure 27: Flux de sortie au cours de la simulation

2. Simulation des transferts hydriques tenant compte des variations de volume de l'échantillon de sol

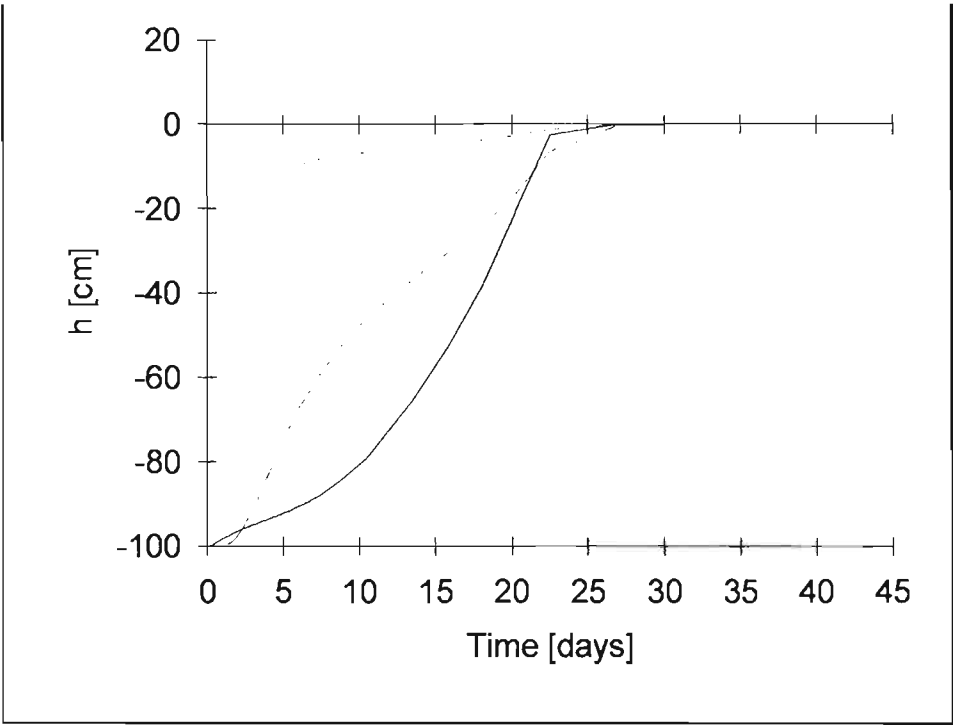


Figure 28: Variation du potentiel de pression au cours de la simulation

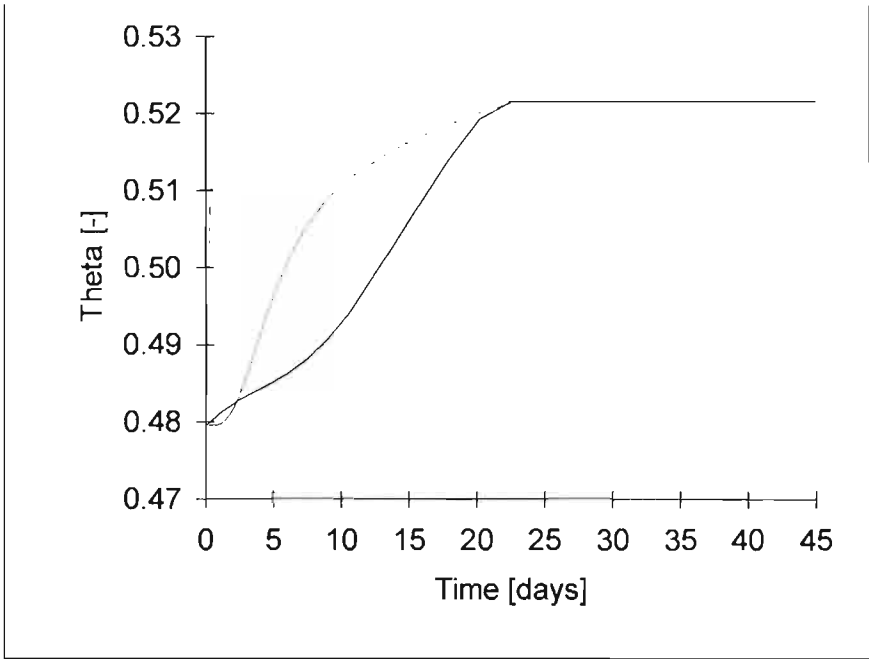


Figure 29: Variation de la teneur en eau au cours de la simulation

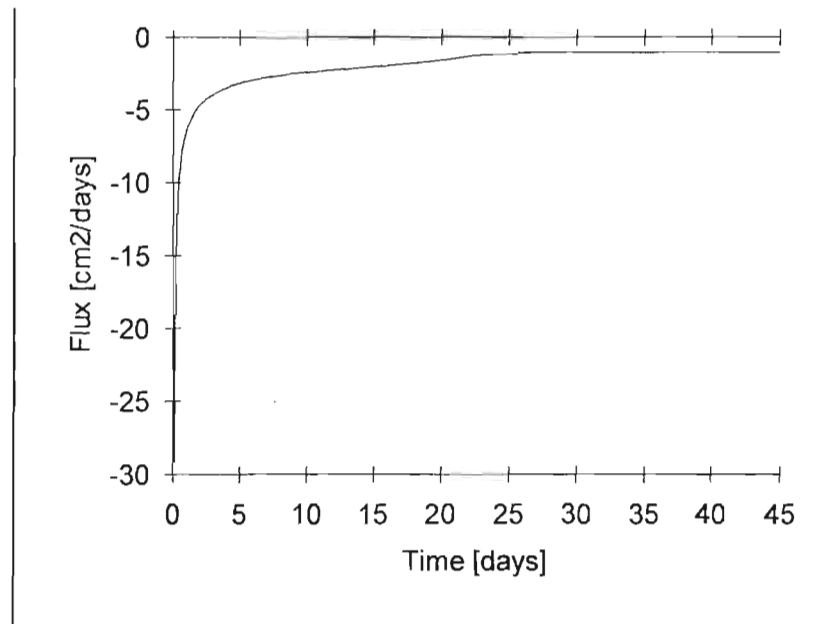


Figure 30: Variation du flux d'entrée au cours de la simulation

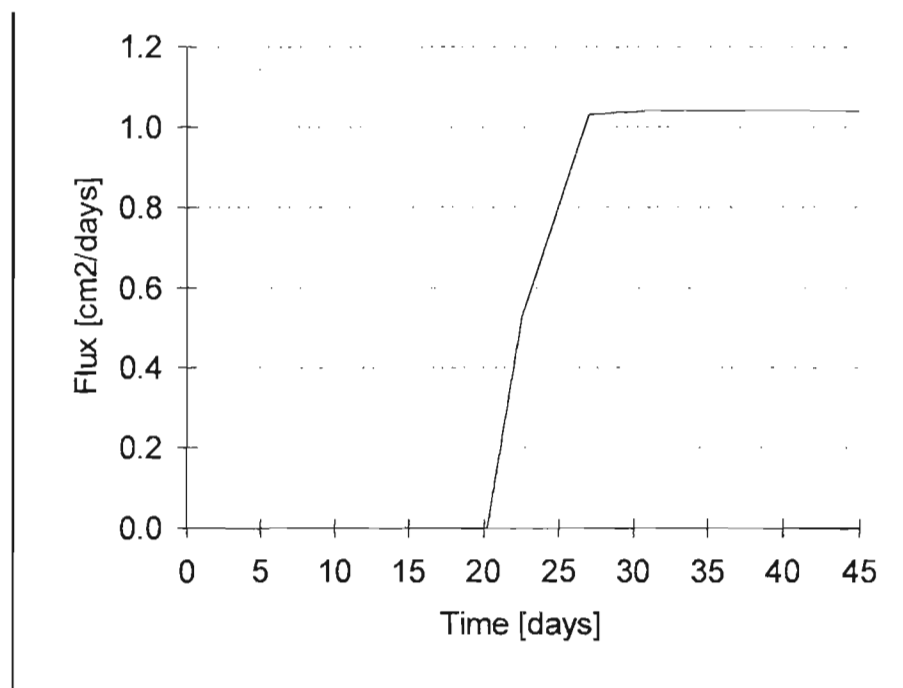


Figure 31: Variation du flux de sortie au cours de la simulation

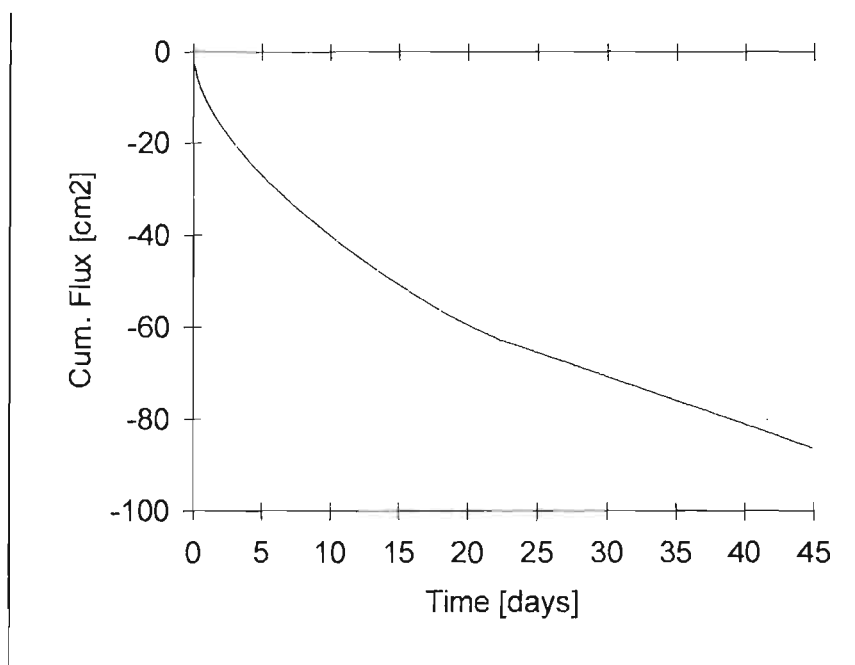


Figure 32 : Flux d'entrée cumulés au cours de la simulation

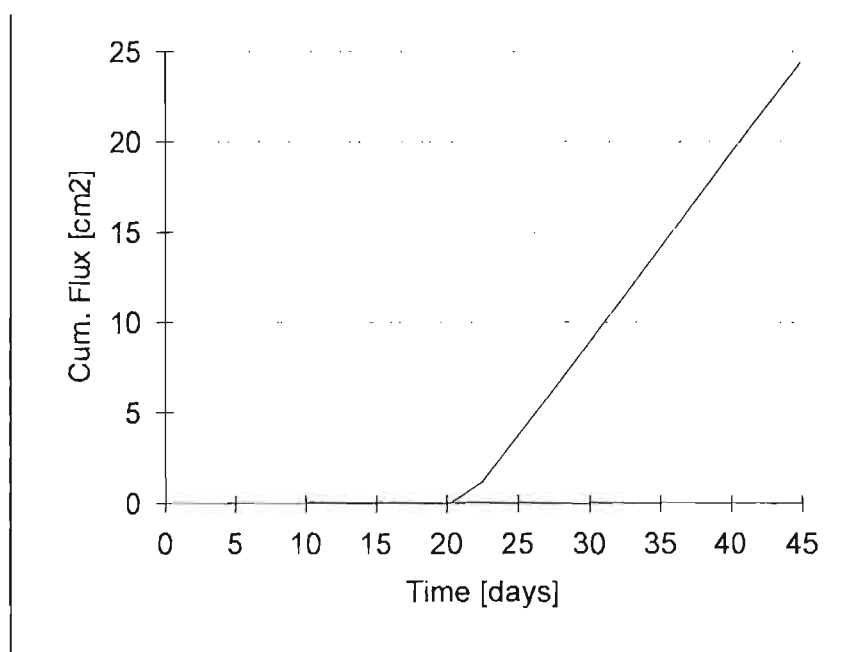


Figure 33 : Flux de sortie cumulés au cours de la simulation

3. Discussions

Une comparaison entre les résultats de la simulation qui considèrent un volume de sol constant et ceux qui prennent en compte les variations de volume du sol, permettra de voir si oui ou non, les phénomènes de retrait et gonflement des sols modifient les résultats de la simulation.

Dans le premier cas où on considère un volume constant au cours du temps, les courbes qui nous sont proposées par le modèle Hydrus-2D montrent une diminution du potentiel de pression (fig. 22) qui tend d'ailleurs à se stabiliser à une valeur nulle à partir du trentième jour d'infiltration au niveau de la zone de surface et vers le trente-cinquième jour pour les niveaux plus profonds. Les flux infiltrés connaissent une variation très rapide dès le premier jour d'infiltration et se stabilise à une valeur faible à partir du trentième jour d'infiltration. Cependant le flux de sortie n'est matérialisé qu'au vingt-septième jour et atteint des valeurs de 0.5 cm²/ jour à la fin de la simulation. Les flux cumulés durant les 45 jours de l'infiltration sont -55 cm² et 8.5 cm² respectivement pour les flux d'entrée et les flux de sortie.

Dans le cas où une variation de volume est considérée ce qui reflète plus la réalité, les mêmes tendances sont observées en l'occurrence une augmentation du potentiel de pression (figure 28) accompagnée d'une augmentation de la teneur en eau (figure 29). Cependant, on note des différences sensibles entre les deux cas. Ainsi, le temps nécessaire pour la stabilisation du système est plus court ; il est de 20 jours pour la saturation de l'échantillon qui se manifeste par des potentiels de pression très faibles à nulles et des teneurs en eau importantes. Des différences sont aussi constatées au niveau des flux d'entrée(figure 30) où les valeurs sont plus importantes de l'ordre de 90 cm² pour toute la durée de la simulation ; ce qui est le cas aussi pour les flux de sortie qui non seulement plus importantes du point de vue quantité avec des valeurs de 25 cm² mais aussi sur le temps de drainage(figure 31) qui est plus court. En effet ici, on note un flux de sortie à partir du vingtième jour d'infiltration.

L'analyse des résultats de la simulation nous montre surtout :

- Une différence au niveau du temps nécessaire à la saturation de l'échantillon de sol
- Une différence quant au début du drainage
- Une différence sur la quantification du flux infiltré et du flux drainé

La détermination de l'erreur sur la quantification du flux d'entrée et sortie peut-être faite de même que sur le temps de drainage :

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{90 - 55}{90} \times 100 = 39\%$$

$$\frac{\Delta t}{t} = \frac{27 - 20}{27} \times 100 = 26\%$$

Ces erreurs ne sont pas négligeables d'où la nécessité de prendre en compte la variation de volume du sol lors de la simulation des transferts d'eau. Celles qui ont été faites jusque-là considéraient le sol comme inerte et homogène et d'autres auteurs comme Diome (1996) ont eu à faire des recommandations visant à prendre en compte les variations de volume du sol dans la modélisation non pas des transferts hydriques mais de la courbe de retrait. Aussi, les études réalisées permettent de voir aussi l'importance de ces phénomènes de retrait gonflement des sols dans la simulation des transferts hydriques. En génie civil comme en agronomie, la connaissance de l'évolution des transferts d'eau est important pour la conception d'ouvrages d'autant plus que les dommages causés par ces phénomènes à ces deux secteurs sont connus. Dans la modélisation, l'idéal c'est se rapprocher le plus possible des conditions de terrain, la prise en compte de ces variations de volume du sol n'apporte que plus de précisions dans la détermination des paramètres hydrodynamiques éléments de base pour la simulation des transferts d'eau.

Conclusion générale

Cette expérimentation a montré que le volume de l'échantillon de sol varie aussi bien verticalement que latéralement au cours de l'infiltration et au cours du séchage ce qui confirme les travaux de Braudeau (1988) qui avait mis en évidence un retrait vertical et un retrait horizontal. Deux types de comportements de l'échantillon de sol ont été mis en évidence au cours du séchage: une partie superficielle qui subit l'ensemble du retrait et une partie profonde encore humide où le déplacement est nul.

La variabilité des paramètres hydrodynamiques a été démontré dans ce secteur de Fanaye par Samba (1998) en effet, la conductivité hydraulique diminuait en fonction de la teneur en argile qui augmentait en profondeur d'où l'importance de cette expérience sur un monolithe de sol non remanié de cette taille. La détermination des paramètres hydrodynamiques a été nécessaire pour la simulation des transferts hydriques en considérant toutefois deux cas :un sol avec un volume constant durant toute la simulation et un sol de volume qui tient compte des variations de volume liées aux phénomènes de retrait et gonflement. Ces paramètres hydrodynamiques ont été calculés grâce au modèle hydraulique de Van Genuchten (1980) : $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

Des différences notables ont été évaluées suivant les deux cas, d'abord par rapport aux conductivités hydrauliques ensuite après simulation par rapport aux flux d'entrée et de sortie, au temps de drainage et de saturation dans l'échantillon de sol. Si on sait que la plupart des processus de simulations de transfert hydriques se font en supposant un volume de sol inerte, indéformable et homogène, ces résultats méritent d'être pris en compte.

Néanmoins, ils peuvent être améliorés du fait des insuffisances qui ont été notés par rapport au système d'acquisition surtout pendant la phase infiltration. On aurait alors fait une comparaison entre les résultats de la phase d'humectation et ceux de la phase de séchage. Il serait également intéressant de faire une étude minéralogique plus détaillée des différents niveaux de l'échantillon pour pouvoir conclure sur les causes du comportement différencié du sol.

La simulation des transferts d'eau comme de solutés est d'un grand apport dans le développement des activités hydro-agricoles; le fait de se rapprocher à chaque étude d'un peu plus de la réalité en simulant les conditions de terrain à l'image de cette étude sur un échantillon de sol assez représentatif notamment en incluant les variations verticale et latérale de volume, réduirait les risques d'erreurs sur bon nombre de prévisions en rapport avec ces transferts par exemple le calcul des rendements et de la production agricoles.

BIBLIOGRAPHIE

Bakhoun I. (1995): Mise au point d'un protocole de reconstitution d'échantillons de sol remaniés : analyse critique et application à l'étude de l'évolution des caractéristiques physiques de quelques sols de la moyenne vallée du Fleuve Sénégal soumise à l'irrigation. Mémoire d'ingénieur IST n° d'ordre 0052/IST/1995, UCAD.

Beaudet L. (1991): Les sols des écosystèmes continentaux. Etude des propriétés physiques et de l'organisation de mélanges limoneux-tourbeux : influence des contraintes hydriques et mécaniques.

Braudeau E. (1988): Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés. CR acad – Sci, Paris, t. 307 série 2 , p.1731 - 1734.

Braudeau E. (1988) : Méthode de caractérisation pédo-hydrique des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait. Cah. Orstom, sér. Pédol., vol. XXIV, n°3 : 179-189.

Braudeau E. & Boivin P. (1988) : Transient determination of shrinkage curve for undisturbed soil samples : a standardized experimental method.

Braudeau E, J. M. Costantini, G. Bellier & H. Coleuille (1999) : New Device and Method for soil shrinkage curve measurement and characterisation. Soil Sci.Soc. Am.J. 63: 525-535.

Camara (1999): Etude expérimentale et Modélisation des transferts d'eau à travers une colonne de sol non saturé. Mémoire d'ingénieur, Ecole polytechnique de Thiès, Département Génie civil, UCAD.

Charollais M. et Weber V. (1994) : Evolution des sols irrigués de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : sodisation / alcalinisation. Travail pratique de diplôme, département Génie rural IATE- Pédologie, Ecole polytechnique de Lausanne.

Coconnier C. (1992) : Typologie des sols vertiques.(Vallée du Fleuve Sénégal) Confrontation de la morphologie à la physico-chimie. Mémoire d'agronomie approfondie, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes.

.Coquet Y. (1995) : Etude in situ des phénomènes de retrait- gonflement des sols : applications à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans, p. 19-97.

Coleuille H. (1993) : Approches physique et morphologique de la dynamique structurale du sol : application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales. Thèse de doctorat de l'Université de Paris VI.

Condom N. (2000) : Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols : application aux sols rizicoles irrigués de l'office du Niger.

- Diome F. (1996) :** Rôle de la structure du sol dans son fonctionnement hydrique. Sa quantification par la courbe de retrait. Thèse de doctorat de l'Université de Dakar.
- Fao, Rome (1977) :** Etude hydro-agricole du Bassin du Fleuve Sénégal- Organisation pour la mise en valeur du Fleuve Sénégal –Rapport de synthèse des études et travaux.
- Garnier P. (1996) :** Détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols déformables par la méthode inverse. Thèse de doctorat de l'Université de Nancy.
- H. Chamayou et J-P Legros (1989) :** Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol.
- Haines W. B. (1923) :** The volume-changes associated with variations of water content in soil, J. Agric. Sci., 13: 296-310.
- Hallaire V. (1987) :** Le retrait des matériaux argileux . Applications agronomiques. Colloque AFES : CEC et fertilisation des sols pp. 97-107.
- Hammecker C. & Maeght J.L. (2001) :** Suivi et évolution de la qualité des eaux et de l'impact environnement des aménagements du secteur de Ngalenka. 2^{ème} rapport d'activités IRD.
- Hamilton J.J. (1977) :** CBD-184 F Fondations dans les sols sujets à des gonflements ou à des retraits
- Hénin S. (1976) :** Cours de physique du sol I, ORSTOM Paris, Editest Bruxelles
- Hénin S. (1977):** Cours de physique du sol II, ORSTOM Paris, Editest Bruxelles
- Hillel D. (1997) :** L'eau et le sol :Principes et processus hydriques,Vander-éditeur
- Laudelout H., Cheverry C. & Calvet R. (1994)** avec la collaboration de Chantal Gascuel-Odoux , Pascal Boivin & C. Walter : Modélisation mathématique des processus pédologiques Actes Editions, Rabat.
- Mané L. (1996) :** La surface de la Moyenne vallée du fleuve Sénégal : contribution à l'étude de la dynamique actuelle des milieux naturels du terrain à la télédétection satellitaire. Thèse de doctorat de l'université Louis Pasteur de Strasbourg. P. 15
- Michel P. (1973) :** Les bassins du Fleuve Sénégal et de la Gambie. Etude géomorphologique. Mémoire ORSTOM, n°63, 3T.
- Ndao M. (2001) :** Caractérisation des conductivités hydrauliques par l'infiltromètre et par la méthode de Wind des sols des nouveaux aménagements du Ngalenka : Essais de simulation des transferts d'eau et de solutés. Mémoire d'ingénieur agronome ENSA.
- Samba R. (1998) :** Riziculture et dégradation des sols dans la vallées du fleuve Sénégal :analyse comparée des fonctionnements hydro- salins des sols du delta et de al moyenne vallée en simple et double riziculture. Thèse de doctorat de l'Université de Dakar.

Simunek J., Sejna M. & Van Genuchten M.Th. (1999): The Hydrus-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variability- saturated media.

Tempany H. A. (1917): The shrinkage of soils, J. Agric. Sci., 8:312-330.

Topp G.C., J.L. Davis et A.P. Annan (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission line, Water, Resour. Res, 16, 574-582.

Van Genuchten M.Th.(1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci.

Wade M. (2000) : Détermination des paramètres hydrodynamiques de deux types de sol du delta du fleuve Sénégal- Simulation des transferts hydro- salins/ Application au phénomène de déflation éolienne. Mémoire d'ingénieur IST de l'UCAD, n° d'ordre 096/IST/2000.

Zante P. (1994) : Culture irriguée et évolution des sols argileux de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Essai de caractérisation physique ; DESS « gestion des systèmes agro-sylvo-pastoraux en zones tropicales » Université Paris XII Val de Marne.

ANNEXES

**ANNEXE I : DONNEES ET COURBES D'ETALONNAGE DES
CAPTEURS DE TENSION ET DES CAPTEURS DE DEPLACEMENT**

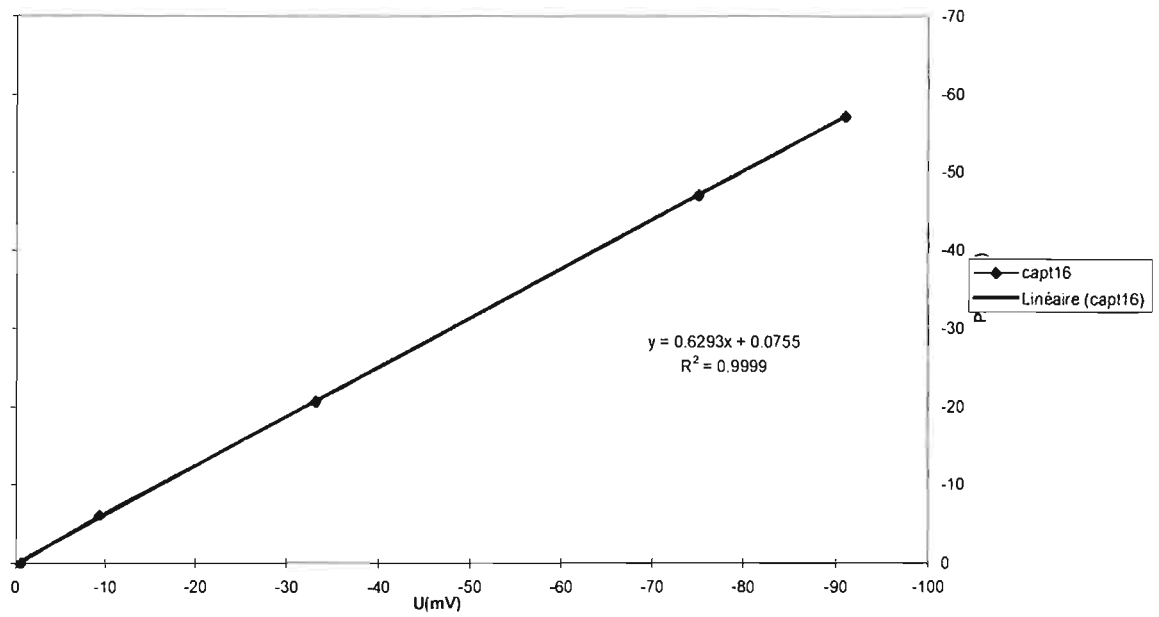
Capteur 16		capteur 17		capteur 18		capteur 19		capteur 20	
U (mV)	P(cmHg)	U (mV)	P(cmHg)	U (mV)	P(cmHg)	U (mV)	P(cmHg)	U (mV)	P(cmHg)
-91	-57.2	-90	-57.2	-90.1	-56.3	-91.6	-57.2	-91.6	-57.2
-75	-47.1	-67	-41.9	-74.1	-46.2	-73.6	-45.9	-73.6	-45.9
-33.1	-20.7	-48	-29.5	-26.1	-16.1	-26.6	-16.3	-44.3	-27.5
-9.41	-6.2	-13.2	-8	-9.68	-5.7	-9.1	-5.7	-9.1	-5.7
-0.563	0	-0.994	0	-0.364	0	-0.364	0	-0.364	0

Données de calibrage des capteurs de tension à T= 25°C et U= 12 Volts

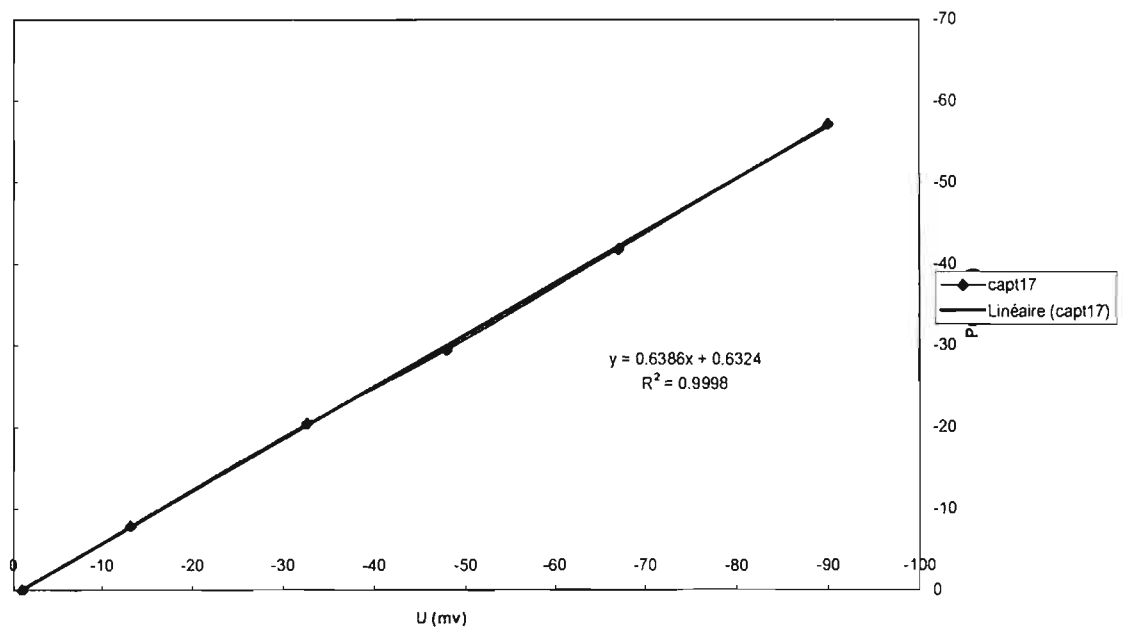
Capt depl 1		capt depl 2		capt depl 3		capt depl 4		capt depl 5	
U(mV)	D(mm)	U(mV)	D(mm)	U(mV)	D(mm)	U(mV)	D(mm)	U(mV)	D(mm)
2481	0	2406	0	2423	0	2412	0	2391	0
1253	16.7	1210	16.85	1142	16.8	1157	16.8	1162	16.80
716	20.75	682	20.9	622	20.85	629	20.85	633	20.85
-455	29.5	-471	29.65	-528	29.6	-523	29.6	-512	29.6
-1100	34.5	-1115	34.65	-1171	34.6	-1181	34.6	-1150	34.6

Données de calibrage des capteurs de déplacement à T= 25°C et U= 24 Volts

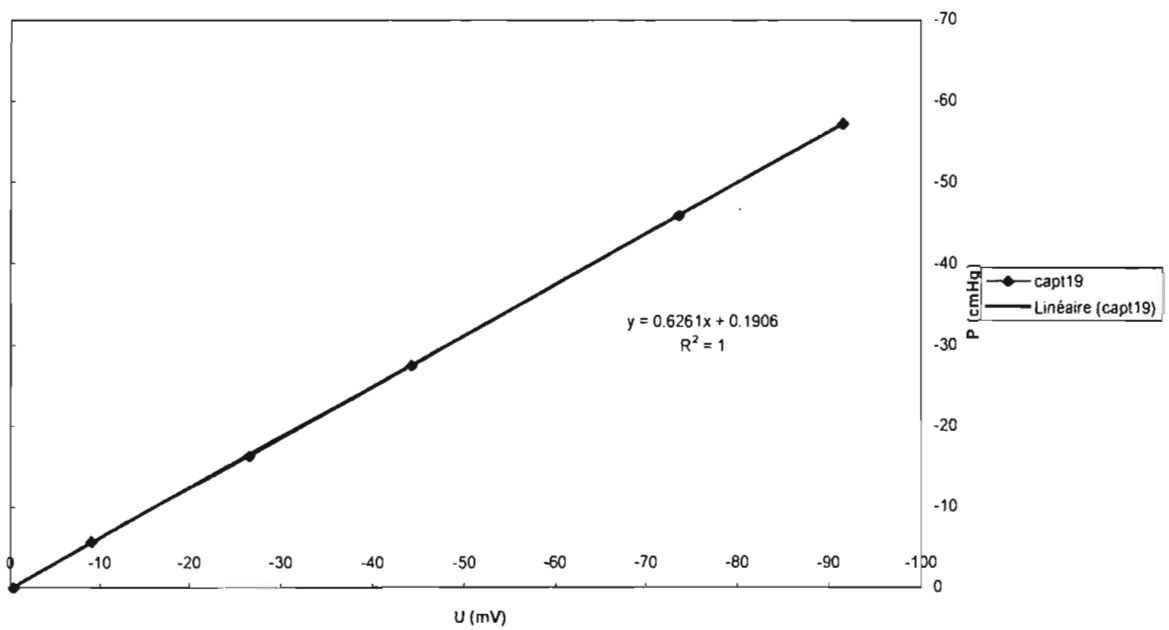
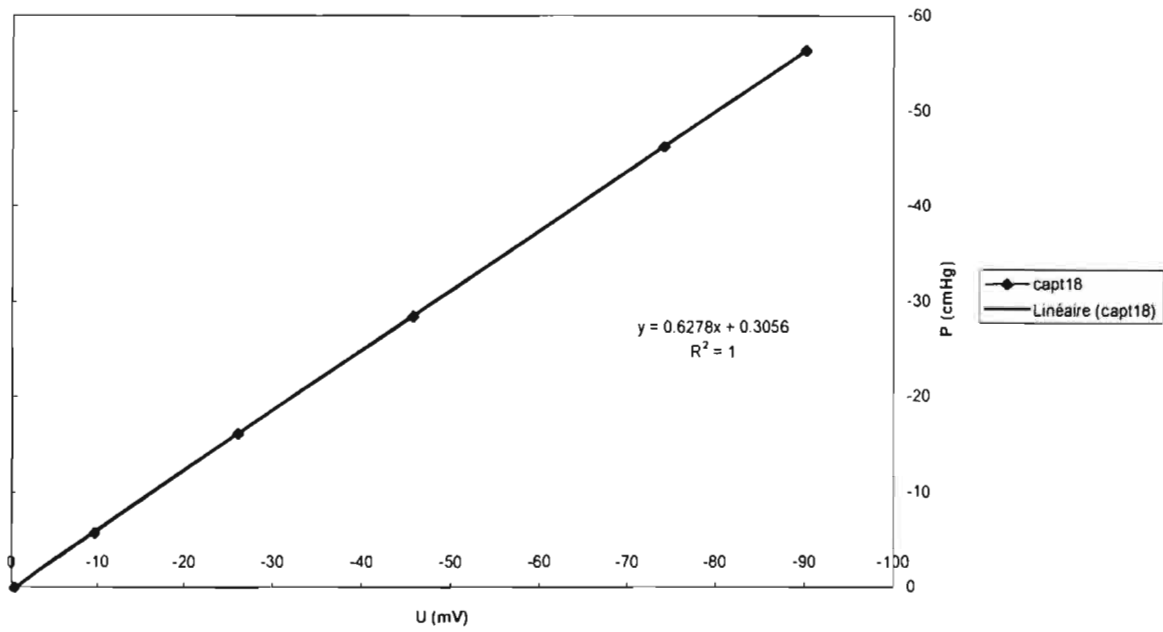
Etalonnage du capteur 16



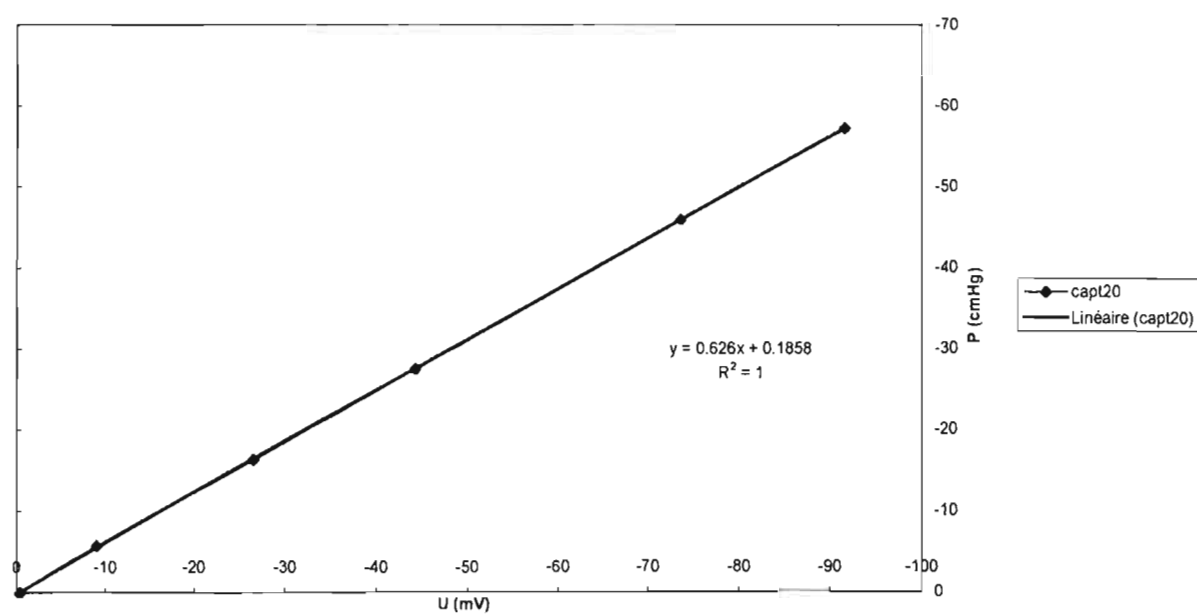
Etalonnage du capteur 17



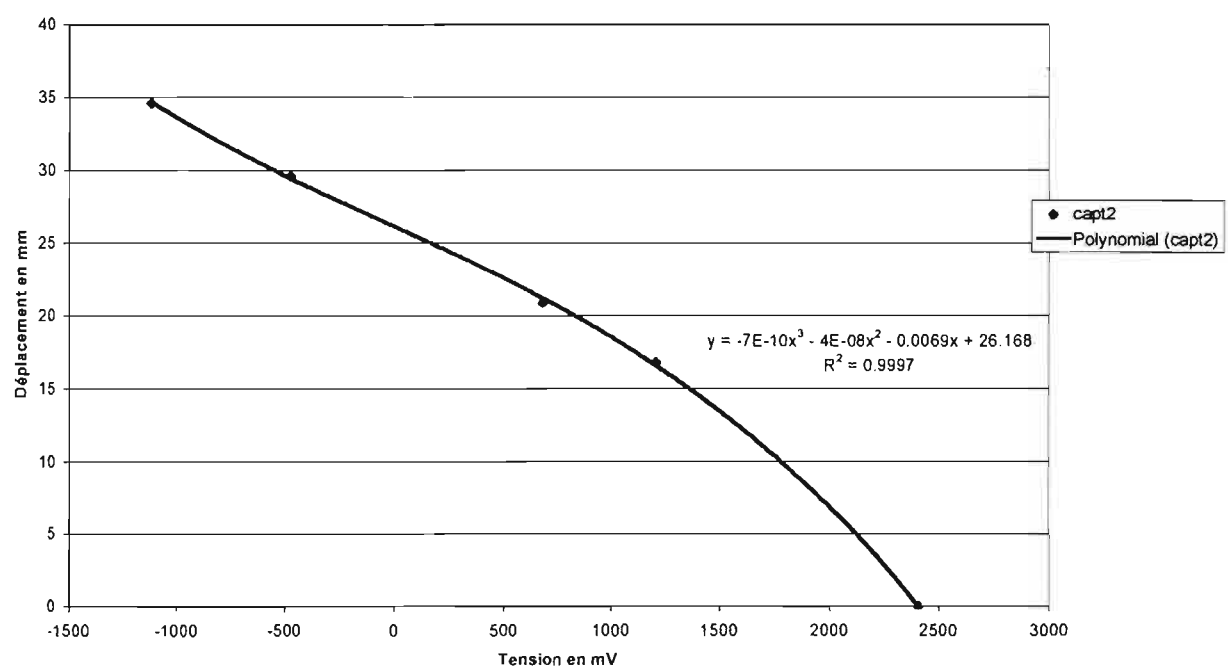
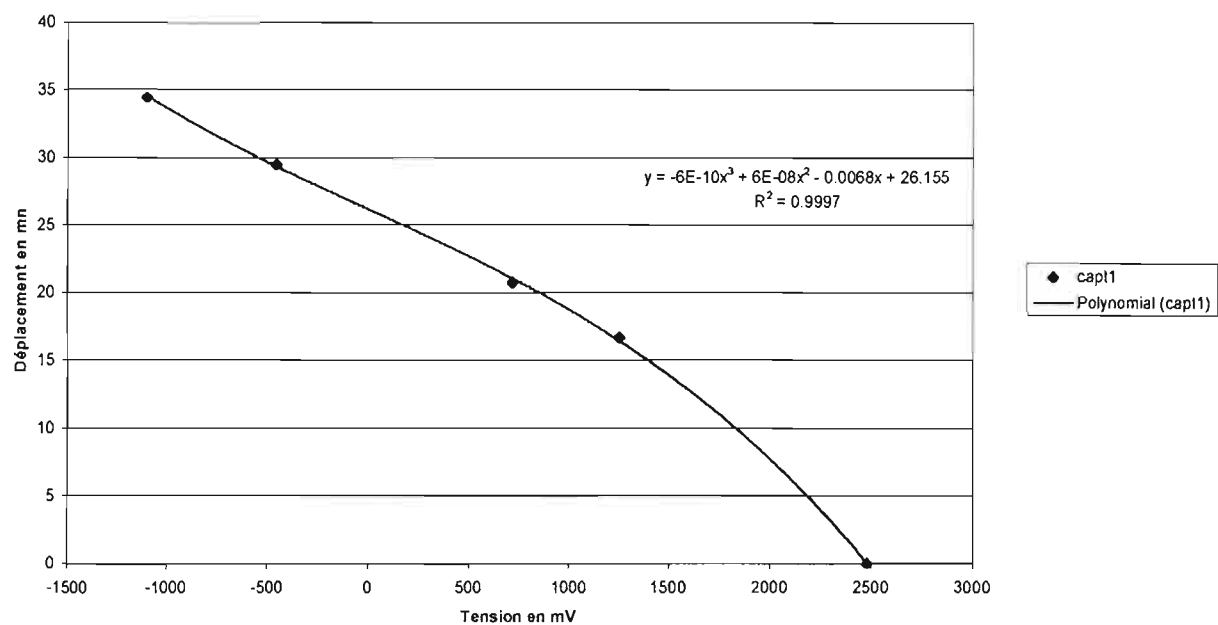
Etalonnage du capteur 18

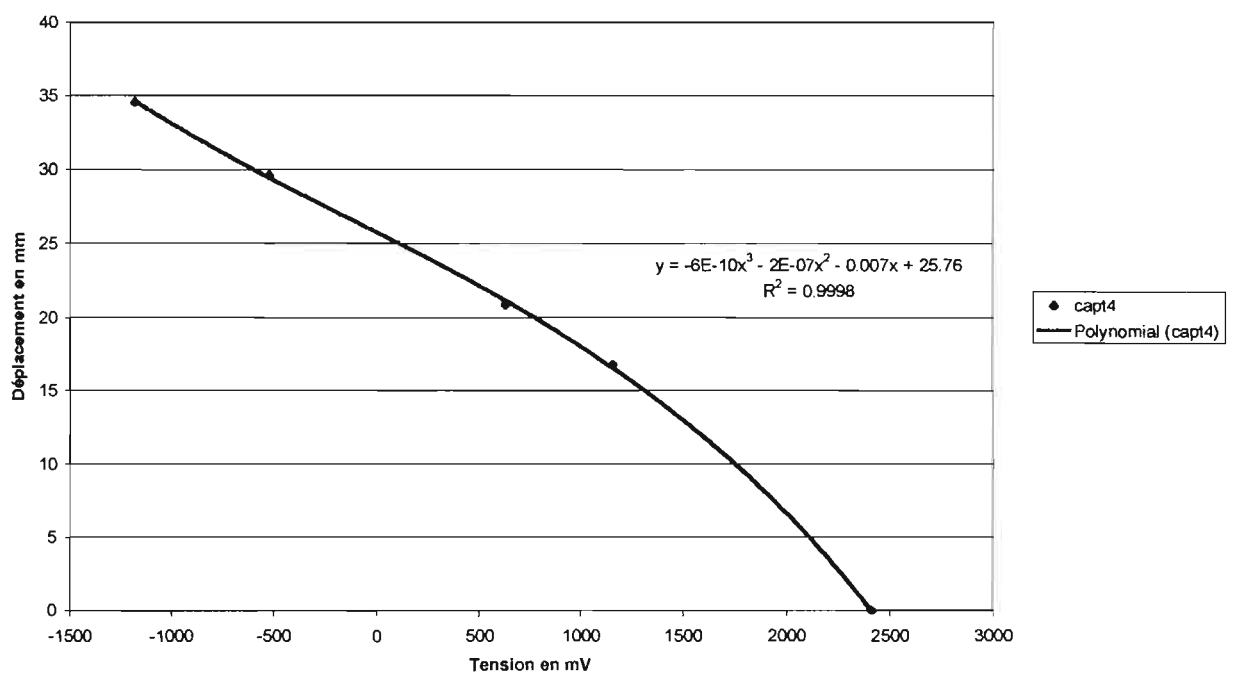
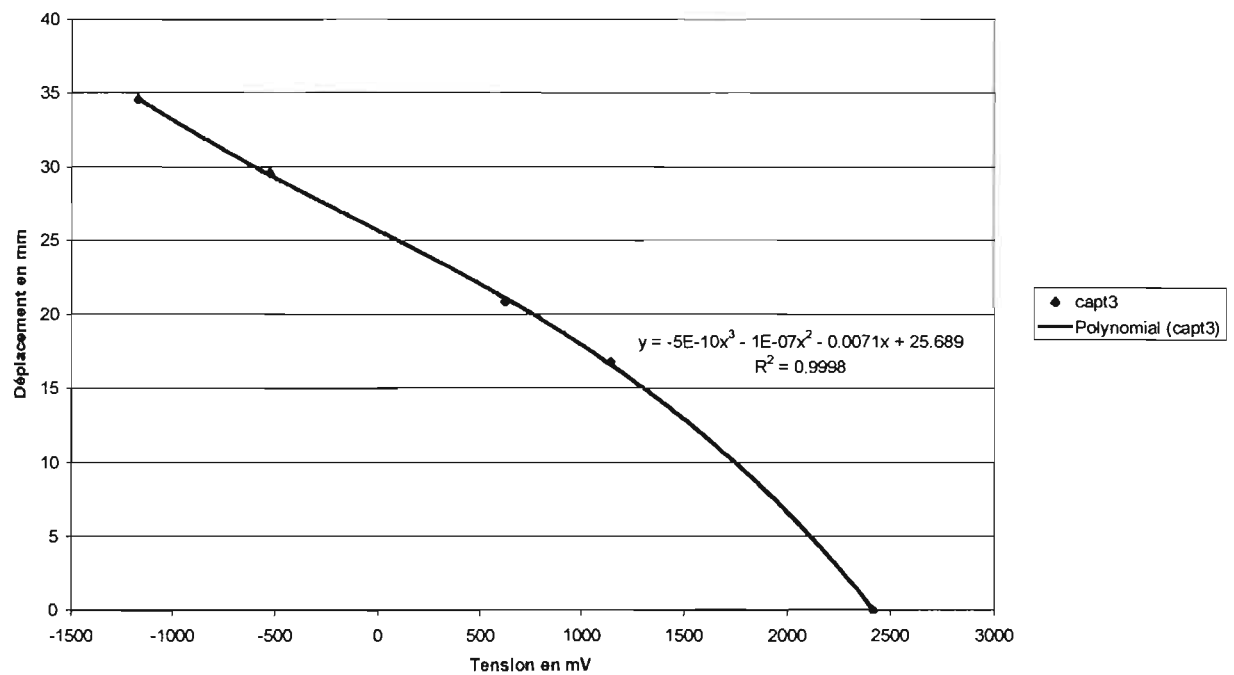


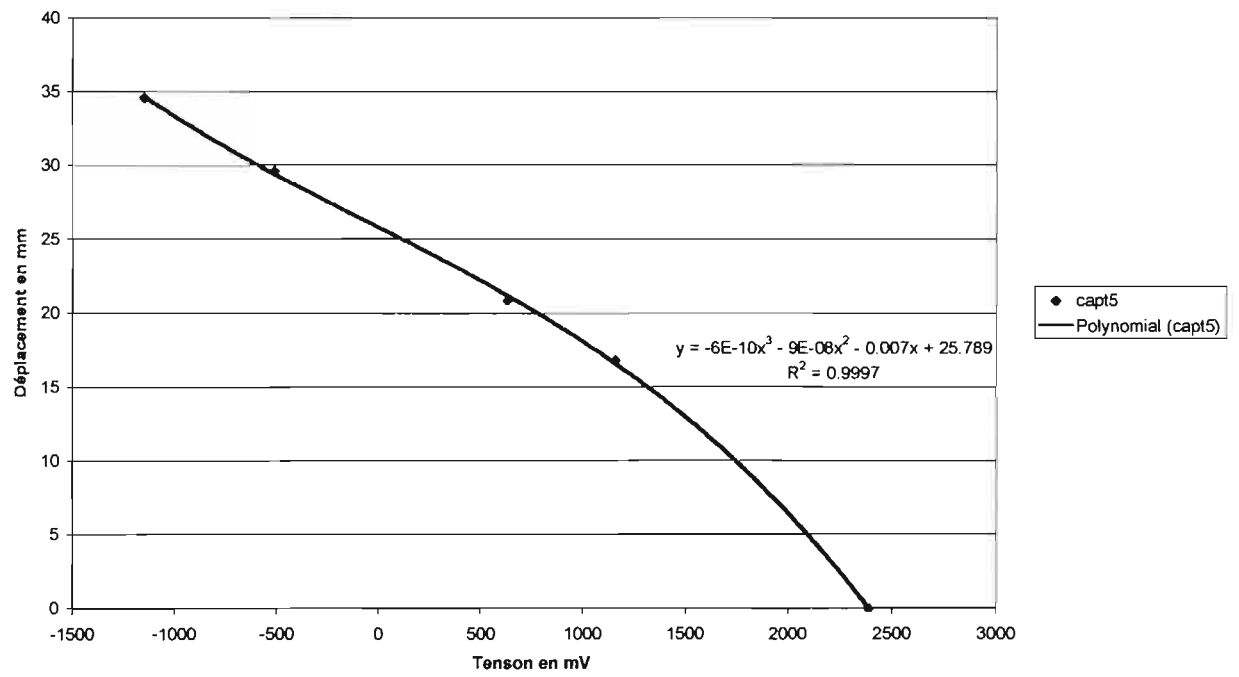
Etalonnage du capteur 20



Courbes d'étalonnage des capteurs de déplacement







Equations des courbes d'étalonnage des capteurs de déplacement

Capteurs de déplacement	Equations des courbes d'étalonnage	Coefficients de détermination
Niveau 1 (-10 cm)	$y = -6.10^{-10}x^3 + 6.10^{-8}x^2 - 0.0068x + 26.155$	$R^2 = 0.9997$
Niveau 2 (-20 cm)	$y = -7.10^{-10}x^3 - 4.10^{-8}x^2 - 0.0069x + 26.168$	$R^2 = 0.9997$
Niveau 3 (-30 cm)	$y = -5.10^{-10}x^3 - 1.10^{-7}x^2 - 0.0071x + 25.689$	$R^2 = 0.9998$
Niveau 4 (-40 cm)	$y = -6.10^{-10}x^3 - 2.10^{-7}x^2 - 0.007x + 25.76$	$R^2 = 0.9998$
Niveau 5 (-50 cm)	$Y = -6.10^{-10}x^3 - 9.10^{-8}x^2 - 0.007x + 25.789$	$R^2 = 0.9997$

Equations des courbes d'étalonnage des capteurs de tension

Capteurs de tension	Equation de la courbe d'étalonnage	Coefficient de détermination
Niveau 1(-10 cm)	$y = 0.6293x + 0.0755$	$R^2 = 0.9999$
Niveau 2 (-20 cm)	$y = 0.6386x + 0.6324$	$R^2 = 0.9999$
Niveau 3 (-30 cm)	$y = 0.6278x + 0.3056$	$R^2 = 1$
Niveau 4 (-40 cm)	$y = 0.6261x + 0.1906$	$R^2 = 1$
Niveau 5 (-50 cm)	$Y = 0.626x + 0.1858$	$R^2 = 1$

**ANNEXES II : DESCRIPTION DE L'OUTIL DE MODELISATION :
HYDRUS-2D**

Introduction to HYDRUS-2D

Developer U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service

Description An interactive graphics-based user interface HYDRUS-2D was developed in support of the HYDRUS2 computer model. HYDRUS-2D may be used to simulate two-dimensional water flow, heat transport, and the movement of solutes involved in consecutive first-order decay reactions in variably-saturated soils. HYDRUS2 uses the Richards' equation for simulating variably-saturated flow and Fickian-based convection-dispersion equations for heat and solute transport. The water flow equation incorporates a sink term to account for water uptake by plant roots. The heat transport equations consider transport due to conduction and convection with flowing water. The solute transport equations consider convective-dispersive transport in the liquid phase, as well as diffusion in the gaseous phase. The transport equations also include provisions for nonlinear nonequilibrium reactions between the solid and liquid phases, linear equilibrium reactions between the liquid and gaseous phases, zero-order production, and two-first-order degradation reactions: one which is independent of other solutes, and one which provides coupling between solutes involved in the sequential first-order decay reactions. The user interface includes data pre-processing and graphical presentation of the output results in the Microsoft Windows 95, 98, and NT environments. Data pre-processing involves specification of a flow region of arbitrary continuous shape by means of lines, arcs and splines, discretization of domain boundaries, and subsequent automatic generation of an unstructured finite element mesh. An alternative structured mesh for relatively simple transport domains defined by four boundary lines can also be considered. Graphical presentation of the output results consists of simple two-dimensional x-y graphs, contour and spectral maps, velocity vectors, as well as animation of both contour and spectral maps. Graphs along any cross-sections or boundaries can be readily obtained. A small catalog of soil hydraulic properties was made part of the interface.

Water Quality Applications The model may be used to predict water, heat and/or solute transfer processes between the soil surface and the groundwater table. The model may be an especially useful tool for (1) predicting water and solute movement in the vadose zone and/or ground water, (2) analyzing specific laboratory or field experiments involving water flow and/or solute transport, and (3) extrapolating information from a limited number of field experiments to different soil, crop and climatic conditions, as well as to different tillage and water management schemes. Knowledge of the solute concentration and its distribution in the soil profile is a requirement for efficient water management under arid and semiarid conditions.

Features A Microsoft Windows 95, 98, and NT interactive graphics-based user interface (GUI) was developed to facilitate data input and interpretation of model results. The interface was written in C++ using the Microsoft Visual C/C++ compiler. The HYDRUS-2D system consists of the following modules:

HYDRUS2D Main program unit and overall computational environment of the system.

Project Manager Project Manager to manage data of existing projects, and to help locate, open, copy, delete and/or rename the desired projects, or their input or output data.

MESHGEN2D Design and discretization of the flow domain in a graphical mode.

BOUNDARY Boundary conditions and domain properties

HYDRUS2 The actual FORTRAN model simulating water, heat, and multiple solute movement in a one-dimensional variably-saturated medium.

GRAPHICS Graphical representation of the output results

Limitations The interface operates only under the Microsoft Windows 95, 98, NT environments. HYDRUS-2D does not handle preferential flow. HYDRUS-2D may fail for

extremely nonlinear flow and transport problems. Numerical instabilities may develop for convection-dominated transport problems when no stabilizing options are used. The effect of air phase on water flow is neglected.

Support A distribution CD ROM is available through the International Ground Water Modeling Centrum, Golden, Colorado, USA.

Resource Requirements The HYDRUS-2D package requires a MS-DOS compatible system running Microsoft Windows 95 (or later), 16 Mb of RAM memory, VGA (SVGA is recommended), and at least 10 Mb of available disk space.

Extensive on-line Help is available through the interface. While working in any particular window, a user will obtain information on the window content by pushing the F1 button or clicking on the Help button.

Work on a new project should begin by opening the Project Manager, and giving a name and brief description to the new project. Then select the Main Processes command from the Pre-Processing Menu. From this point on, the user may either select particular commands from a menu, or allow the interface to lead him through the entire process of entering input data by selecting the Next buttons. Alternatively, clicking Previous buttons will return users to the previous window.